

Tartalom — Contents

Első borító: Nagyméretű kvarc és kisebb káliföldpát kristályokat tartalmazó, szálas kalcittal körülvett litoklaszt; +N, Rudabánya Rb–661 fúrás, 116,1 m (Fotó: KÖVÉR Szilvia) Hátsó borító: Mészkőlencsék (boudinok) palában. Almár-völgy (Fotó: HAAS János)

Budapest, 2011 ISSN 0015-542X

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés, ill. a folyóirat egyéb rovataiba tartozó mű. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 20 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt értekezés és rövid közlemény bármelyik nyelven benyújtható, az értekezés esetében magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Magyar nyelvű értekezés esetén részletes angol nyelvű összefoglaló kívánatos. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A kéziratot (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) digitális formában — lemezen vagy hálózaton keresztül — kell benyújtani, emellett a technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni. Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől **a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja vissza a javított változatot**. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenntartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a) **Cím**
b) **Szerző(k), postacímmel** (E-mail cím)
c) **Összefoglalás (magyarul, angolul)**
d) **Bevezetés, előzmények**
e) Módszerek
f) Adatbázis, adatkezelés
g) **A téma kifejtése** — megfelelő alcím alatt
h) Diszkusszió
i) **Következtetések**
j) Köszönetnyilvánítás
k) **Hivatkozott irodalom**
l) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák
m) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok (magyarul és angolul)

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Kérjük, hogy az alcímeknél és bekezdéseknél ne alkalmazzanak automatikus sorszámozást vagy bekezdésjelölést. Harmadrendű alcímnél nem lehet több. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:

RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az irodalomjegyzék tételei az alábbi minta szerint készüljenek:

WIGNALL, P. B. & NEWTON, R. 2001: Black shales on the basin margin: a model based on examples from the Upper Jurassic of the Boulonnais, northern France. — *Sedimentary Geology* **144/3,** 335–356.

A hivatkozásokban, irodalmi tételekben a szerző nevét kis kapitálissal kell írni, a cikkben kerülendő a csupa nagybetű használata.

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép) a tükörméretbe (170×240 mm) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. A fotótábla magassága 230 mm lehet. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, kiterjesztéssel, illetve. a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni. Amennyiben az ábra nem konvertálható cdr formátumba, a fekete és színes vonalas ábrákat 1200 dpi felbontással, tif kiterjesztéssel, a szürkeárnyalatos fényképeket 600, a színes fényképeket 300 dpi felbontással, tif, ill. jpg kiterjesztéssel tudjuk használni. A színes ábrák és képek közlése a szerző kérésére és költségére történik.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési idejét. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106., e-mail: piros@mafi.hu

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

141/3, 217–232., Budapest, 2011

A budapesti (Budai-hegység) felső-triász Dachsteini Mészkő legendás gastropoda-faunájának revíziója, és gondolatok a típusgyűjtemény hányatott sorsa okán

SZABÓ János

Magyar Természettudományi Múzeum, Őslénytani és Földtani Tár; Budapest VIII, Ludovika tér 2.; postacím: 1431 Budapest, pf. 137;
e-mail: jszabo@nhmus.hu

A revision of the nomenclature of well-known gastropod fauna from the Upper Triassic Dachstein Limestone of Budapest (Buda Hills) and thoughts on fate of the type collection

Abstract

In the first half of the 20th century, outcrops of Dachstein Limestone in the Budai-hegység (= Buda Hills, Budapest) yielded the most abundant and diverse Norian gastropod fauna of the Alpine Triassic, especially from the Remete-hegy locality. This fauna is complemented by Late Carnian species from the Fazekas-hegy. Even today this collection can be regarded as one of the richest available sources of information for studies on the Late Triassic to Early Jurassic faunal changes. However, its optimal applicability requires a systematic revision of nomenclature; this is mainly because of the developments which have occurred over a period of more than seven decades since publication of the first results.

This paper summarises the results of the revisions that have been carried out so far. It also centres on the history of this particular science and looks at some interesting details concerning the original collection of the fauna. Detailed documentation and selection of types are planned for further publications about the formal revision; these are already in preparation. Here details are presented about the revisions of the genera which have been established on type-species from the Budapest (Budai-hegység) Norian gastropod fauna. The modified characterisation, based on a systematic updating of the respective compositions, does not support the earlier assumption that the gastropod fauna has distinct Palaeozoic features. Because of the high ratio of taxa occurring locally, the faunal list shows considerable differences, even between other Alpine-type gastropod assemblages of a similar age; the Norian gastropod faunas from remote areas also show markedly different processes of evolution.

Keywords: Gastropoda, taxonomical revision, Upper Triassic, Budai-hegység (= Buda Hills), history of science

Összefoglalás

A Budai-hegység Dachsteini Mészkövéből az Alpi térség leggazdagabb és legváltozatosabb nori gastropoda-faunája került elő a huszadik század első felében a remete-hegyi lelőhelyről, kiegészítve a Fazekas-hegy késő-karni fajaival. Ma is úgy kell erre a gyűjteményre tekintenünk, mint a késő-triász és a kora-jura közötti faunaváltás egyik legbőségesebb, hozzáférhető információforrására. Optimális hasznosítása azonban előzetes rendszertani-nevezéktani revíziót igényel, tekintettel a szisztematika terén az első publikálás óta eltelt több, mint hét évtized során lezajlott fejlődésre.

Ez a cikk a revízió eddig elért eredményeit és az eredeti gyűjteményhez kötődő tudománytörténeti tanulságokat foglalja össze. A részletes dokumentálás és az utólagos típuskijelölés, illetve -pótlás további, szigorú értelemben vett rendszertani publikációk keretében várható. Itt a munkának ez utóbbi részét a budai-hegységi nori gastropoda-faunából való típusfajra alapozott három genus revíziójának a részletei szemléltetik.

A frissített rendszertani összetétel alapján adható jellemzés nem erősítheti meg azt a korábbi véleményt, amely szerint a gastropoda-fauna határozottan paleozoos jellegű lenne. Emellett a rendszertani összetétel már a hagyományosan „alpi" típusba sorolható faunákkal szemben is számos egyéni vonást mutat; a távolabbi földrészek késő-triász leletei pedig egyértelműen „különutas" fejlődést dokumentálnak.

Tárgyszavak: Gastropoda, taxonomiai revízió, felső-triász, Budai-hegység, tudománytörténet

Bevezető

A Budai-hegység Budapest területére eső két Dachsteini Mészkő előfordulásának gazdag faunája KUTASSY (1927, 1933, 1936, 1940) munkásságának köszönhetően vált híressé. PÁLFY (1920) néhány tételes, és VADÁSZ (1920) bővebb listája után KUTASSY száznál több fosszilis faj maradványait ismertette részletező rendszertani publikációkban. Munkái sok tekintetben hoztak újat, és ma már azt is tudjuk, hogy a késő-triász malakológiai irodalomban az alapvetéshez tartoznak. Különösen igaz ez a faunát uraló csigák tekintetében; a fajcsoportban 60 taxont különített el. KUTASSY munkáinak idézettsége a mai napig számottevő, és ez nem csak a prioritási szabály kötelező erejének köszönhető, hanem az elvégzett munka fontossága és színvonala is hozzájárul ehhez. A gastropoda-fauna ismeretéhez egyetlen, de kiemelkedő jelentőségű faj (*Fusus noricus*) leírásával BARTKÓ (1939) is hozzájárult.

Bármennyire is igaz a fenti mondatok állítása, néhány évtized után — a rendszertani kutatások előrehaladása miatt — szinte bármelyik gyűjteményt revideálni kell, ha arra általános őslénytani vizsgálatot kíván valaki építeni. E sorok írójának a távlati célkitűzése az, hogy felvázolja a kora-jura Mediterrán-faunaprovinciában élt gastropoda-faunák kialakulásának a történetét, e cél eléréséhez szükséges a triász előzmények feltárása is. Az információk összegyűjtéséhez kényelmes lehetőségnek tűnt a már KUTASSY által feldolgozott anyag revíziójával indítani a triász faunák kellő mélységű ismeretének megszerzését. Ám ennek az anyagnak a sorsa olyan meglepetésekkel szolgált, amelyek miatt néhány szakmai, és szakma-etikai gondolat felvetése is szükségessé vált. KUTASSY publikált anyagának jelentős részét ugyanis több évi kutakodás után sem sikerült fellelni, a megmaradt anyag dokumentációja pedig részben elveszett, illetve összekeveredett. Emiatt a jelen közlemény tudománytörténeti és muzeológiai aspektusa hangsúlyosabb annál, mint amit egy „normális" revízió igényelne.

KUTASSY életművének lezárulása óta GÓCZÁN (1961) közölt előzetes cikket a dunántúli-középhegységi, ezen belül a budai-hegységi Dachsteini Mészkőből származó triász gastropoda-faunák általa megkezdett revíziójának állásáról és módszertanáról, ám munkája ezen a szinten megszakadt.

Az újból megkezdett revízió közvetlen céljai közé tartozik a szükséges nevezéktani korrekciók végrehajtása és a korai rendszertani besorolások felülvizsgálata. Emellett megoldandó a fent megjelölt munkákban létrehozott taxonok fixálása, azaz a faj kategórián belül a szüntípusok köréből kijelölendő egy lektotípus, szüntípusok hiányában egy neotípus. Ezek az eredeti leírások — ma már kötelezően kijelölendő — holotípusával egyenértékűen válnak az adott fajok reprezentánsává. Hasonló az eljárás a „varietasok" esetében is, amelyek KUTASSY publikációinak dátumát tekintve még alfaji szinten kezelendők a Nemzetközi Zoológiai Nevezéktani Kódex (ICZN 1999) értelmében. Kiemelkedően fontos a KUTASSY által felismert új genusok és azok típusfajainak a revíziója és stabilizálása, tekintettel a szakirodalomban velük kapcsolatosan megjelent zavarokra. Sajátos módon, még az „eredeti", összesített faunalista is rekonstruálásra szorul.

A rendelkezésre álló anyag kiemelkedő jelentőségét az adja, hogy a késő-triász gastropoda-faunák ismertsége világszerte alacsony szinten áll. A kis számú ismert lelőhely között kevés a megfelelő megtartással jellemezhető. A revízió szükségességét jelzi az a körülmény is, hogy különösen kevés az olyan korszerű publikáció, amely a fosszilis és a ma élő gastropodák kutatása során az utóbbi évtizedekben elért eredményeket is tükrözné. Az új módszerek és leletek nyomán feltáruló evolúciós és tözsfejlődési kapcsolatok sokszor lényegesen megváltoztatják a rendszerrel együtt a fosszilis faunák „üzeneteit". Ez igaz a Budai-hegység késő-triász gastropodái alapján levonható általános őslénytani-földtani következtetések megbízhatósága tekintetében is; a revízió már régóta időszerű.

Lelőhelyek

A Budai-hegység Dachsteini Mészkövének fosszíliagazdagságára PÁLFY (1920), illetve VADÁSZ (1920) hívta fel a figyelmet. KUTASSY két lelőhelye Budapesten, az ÉNy-i közigazgatási határ közelébe eső területeken található. Egyikük a máriaremetei városrész peremére ÉNy-ról benyúló Remete-hegy DK-i végén, a Remete-szurdok K-i bejárata közelében nyitott hajdani kőfejtők csoportját jelenti; az itt folyó bányászat leállításáról már KUTASSY (1936) hírt adott. A másik lelőhely az ettől DK-re, kb. egy km-re elhelyezkedő Fazekas-hegy (Remetekertváros, Hűvösvölgy) ugyancsak régóta inaktív kőfejtője. A remete-hegyi kőfejtőkön belüli gyűjtési pontok és rétegtani szintek egyáltalán nem azonosíthatók; a fazekas-hegyi példányok túlnyomó részben az „amoniteszes lencséből" származnak.

Mindkét lelőhelyen a Dachsteini Mészkő Formáció őslénytani szempontból különleges kifejlődése tartalmazza a gazdag és változatos összetételű ősmaradvány-együtteseket. A különlegesség abban nyilvánul meg, hogy a fosszíliák nagy része kiszabadítható, ami egyébként a Dachsteini Mészkőre nem jellemző. A helyenként krétaszerűen porlódóvá vált, szokatlanul kis szilárdságú bezáró kőzetnek köszönhetően viszonylag jó megtartási állapotban és rendszerint héjastól kerültek elő az ősmaradványok, néhol — elsősorban a Remete-hegyen — tömeges előfordulás is megfigyelhető. Ritka azonban a teljesen ép példány és akadnak olyan fajok ebben az anyagban is, amelyek csupán a héj kioldódása után maradt üreg kitöltéséből ismertek.

Litosztratigráfiai szempontból HAAS & BUDAI (in HAAS J. 2004) a Fazekas-hegy fosszíliagazdag rétegeit a tipikus Dachsteini Mészkő Fődolomit feletti átmeneti tagozatába sorolja. Ezzel harmonizál BÉRCZINÉ MAKK (1969) megfigyelése is, aki szerint a faunát tartalmazó kis szilárdságú kőzet a tipikus Dachsteini Mészkő közvetlen feküjében helyezkedik el. A fazekas-hegyi fosszíliatartalmú rétegek biosztratigráfiai helyzetét PÁLFY (1920) az *Arcestes ellipticus* és a *Tropites subbullatus* zónában (felső-karni) jelölte meg. KUTASSY (1927) szerint a *Tropites subbullatus*

zónát igazolja az általa vizsgált ammonitesz-fauna (amely a csigákat is eredményező gyűjtésekből származik). BÉRCZINÉ MAKK (1969) összegző megállapítása szerint is „uralkodóan a felső-karni alemelet *T. subbullatus* zónájára jellemző" az ammonitesz-fauna, de kiegészítésében azt is állítja, hogy néhány faj a nori emelet alsó részét jelzi. Táblázatában azonban csak egyetlen faj, a *Rhacophyllites neojurensis* (QUENSTEDT) az, amely kizárólag az alsó-nori oszlopban szerepel. Ez a faj viszont frissebb adatok szerinti hosszú, karni–kora-rhaeti fajöltője (RAKÚS 1993) miatt nem tekinthető bizonyítéknak a nori emelet jelenlétére.

A fazekas-hegyi „ammoniteszes lencse" kapcsán korábban felmerült annak lehetősége is, hogy a fauna törpe növésű, de ezt BÉRCZINÉ MAKK (1969) az ammoniteszek esetében cáfolta. A gastropodák kapcsán fel sem vethető ugyanez a probléma.

A csigák túlnyomó részét adó Remete-hegy kőfejtői a Dachsteini Mészkő vastagpados, onkoidos kifejlődését tárják fel (HAAS & BUDAI in HAAS J. 2004). A lelőhelycsoport biosztratigráfiai helyzetének megállapításához régóta az egyik legfontosabb bizonyíték a KUTASSY (1927) által meghatározott heteromorf ammonitesz, a *Rhabdoceras suessii* HAUER. A faj később megismert hosszú fajöltője (nori–rhaeti), illetve az ismeretlen remete-hegyi előkerülési szint(ek) miatt azonban a *R. suessii*-nek tulajdonítható biosztratigráfiai jelző érték ma már csekély. KRYSTIN (2008, p. 93) például ezt a fajt egyenesen a „rétegtanilag indifferens taxonok" kategóriájában tartja számon.

ORAVECZNÉ SCHEFFER (1987) a közelben mélyült Adyliget–I fúrás által feltárt Dachsteini Mészkő rétegtani helyzetét noriban jelölte meg foraminiferák alapján.

A két lelőhely közül tehát bizonyított a fazekas-hegyi késő-karni kora, de a remete-hegyi feltárások besorolását elégséges közvetlen bizonyíték hiányában szerencsésebb tágabb rétegtani intervallumban (nori) megadni.

A gastropoda genusokon és gyakori fajokon belül megfigyelhető morfológiai változatosság azt sejteti, hogy az anyag tágabb sztratigráfiai intervallumból kerülhetett elő, de ez szelvény menti gyűjtés hiányában nem bizonyítható. Nagy szükség lenne korszerű újragyűjtésre, ennek esélyei azonban csekélyek, mert a lelőhelyek térsége mára védetté, vagy lakóövezetté vált. Emiatt ez a gastropoda-revízió első lépésben csak a rendszertani-taxonómiai kérdésekben ígérhet fejlődést.

Anyag

A revízióhoz minden fellelhető topotipikus példányt igyekeztem összegyűjteni, de a munka középpontjában az első publikációk anyaga kell(ene), hogy álljon. E cikk írásakor azonban már biztosan állítható, hogy az erre való törekvés nem valósítható meg teljes sikerrel. A megtalált, KUTASSY által ábrázolt szüntípusok egy része a publikációkban megjelölt egyik intézmény jogutódjának gyűjteményében (Magyar Állami Földtani Intézet) hiánytalanul megőrződött. Ugyanide menekítették az 1970-es években az intézet munkatársai (MIHÁLY S. ÉS KORDOS L., szem. közl.) az ábrázolt példányok és a többi szüntípus egy további részét, amikor azok már az őrzőhelyként ugyancsak megjelölt Pázmány Péter Tudományegyetem Földtani Tanszéke jogutódjának gyűjteményében gondozatlanná és védtelenné váltak. Ez az anyag a mostani revízióig gyakorlatilag a mentés idejének szomorú állapotában maradt meg, eltekintve néhány ábrázolt szüntípus kiemelésétől és leltárba vételétől.

Az 1960-as években az ELTE Földtani Tanszéke nagy mennyiségű, feleslegesnek ítélt gyűjteményi anyagot adott át a Magyar Természettudományi Múzeum Föld- és Őslénytára számára. Ezt követően VÉGHNÉ NEUBRANDT E. pedig Megalodontoidea monográfiájának típusgyűjteményét helyezte biztonságba ugyanitt 1995-ben; ezzel együtt további — rendezetlen — triász anyag is érkezett. Mindkét adomány tartalmazott kallódó KUTASSY példányokat. Szüntípusok jelenlétére az eredetileg „*Neritopsis spinosa* KUTASSY, 1927" néven publikált faj máig egyedülálló monotípusa (l. alább 2. ábra) hívta fel a figyelmet; az első ábrázolás alapján ez a maradvány kétség nélkül azonosítható volt (homonímia miatt helyettesítő neve: *Hungariella kutassyi* SZABÓ, 2007).

Az átadások és menekítések idejére a megmaradt példányok már összekeveredtek és megfogyatkoztak. A keveredés egyrészt rendszertani értelemben történt — ami még tisztázható lenne —, másrészt azonban a lelőhelyek között is valószínűsíthető, de ez már a megtartás hasonlósága miatt többnyire nem bizonyítható. Összemosódtak az eredeti gyűjtemények is. A rendezés tehát lényegében csak rendszertani alapokon valósítható meg, de az is részlegesen, mert alátétcédulák is vesztek el, és emellett elcserélődtek, illetve olvashatatlanná szennyeződtek. Az anyag számottevő része vár újrahatározásra. Az üresen maradt nagy számú tárolódoboz pedig jelentős, de — az ábrázolt példányoktól eltekintve — pontosan meg sem határozható veszteséget bizonyít eredeti nyilvántartások hiányában. A két lelőhely faunáinak megbízható külön listázása csak az eredeti cikkek alapján valósítható meg.

KUTASSY (1927, 1933, 1934, 1936, 1940) munkásságának végeredményeként (az 1940-es állapot) 56 faj és 4 „varietas" elkülönítése történt meg (I. táblázat), ezek közül ő maga 22 új fajt és 4 új „varietas"-t ismert fel. Az utóbbiak esetében a faji rangra emelés lehetősége is vizsgálandó a revízió során. Az új fajok közül 11, az új varietasok közül pedig 3 ábrázolt szüntípusa — potenciális lektotípusa — fellelhető az Országos Földtani Múzeum (MÁFI) leltározott gyűjteményrészében. A publikációk információi szerint ebből mindössze 5 fajnak az eredetileg is megjelölt őrzője a MÁFI. A többiek már az egyetemről menekített anyagból kerültek a leltározott gyűjteménybe, ahogy ezt gyakran a megőrzött korai alátétcédulák is igazolják. (Ezeken felül még egy nem ábrázolt példány is bekerült ebbe a körbe.)

KUTASSY három *Hungariella* fajának formális revízióját SZABÓ (2007) már végrehajtotta, típusaik a Magyar Természettudományi Múzeumban találhatók.

Az Országos Földtani Múzeumban megtalált leltározatlan anyag rendezése közben további két faj és egy

I. táblázat. A budapesti (Budai-hegység) késő-triász gastropoda-fauna rendszertani összetétele KUTASSY (1940) munkásságának végén (bal oldali oszlop), és a revízió jelenlegi állása szerint (jobb oldali oszlop). A két oszlop egyező számai ugyanazt a fajt jelentik a revízió előtt és után is

Table I. *The systematical composition of the Budapest (Budai-hegység) Late Triassic gastropod fauna, as compiled by KUTASSY'S (1940) last publicaton (left column), and by the recent state of the revision (right column). The identical numbers of the two columns indicate the same species before and also after the revision*

A Budai–hegység (Budapest) késő-triász gastropoda-faunája KUTASSY (1940) utolsó munkája alapján összeállítva		**A Budai–hegység (Budapest) késő-triász gastropoda-faunája a revízió jelenlegi (előrehaladott) szakaszában**	
	Archaeogastropoda		**Subclass Archaeogastropoda THIELE, 1925**
	Pleurotomariidae		**? Wortheniellidae BANDEL, 2009**
1	*Pleurotomaria* sp.	3	*Worthenilla? escheri* (STOPPANI, 1865)
2	*Kokeniella pálfyi* KUTASSY, 1927	4	*Wortheniella? hungarica* (KUTASSY, 1940)
3	*Worthenia escheri* STOPPANI, 1865	5	*Wortheniella? infraornata* (KUTASSY, 1936)
4	*Worthenia hungarica* KUTASSY, 1940	6	*Wortheniella? inzini* (STOPPANI) *rotundocarinata* KUTASSY, 1936
5	*Worthenia infraornata* KUTASSY, 1936	7	*Wortheniella? ornata* (KUTASSY, 1933)
6	*Worthenia inzini* STOPPANI var. *rotundocarinata* KUTASSY, 1936		
7	*Worthenia ornata* KUTASSY, 1933		**Raphistomatidae KOKEN, 1896**
8	*Wortheniopsis budensis* KUTASSY, 1927	8	*Wortheniopsis budensis* KUTASSY, 1927
	Euomphalidae		**Turbinidae RAFINESQUE, 1815**
9	*Woehrmannia decorata* KUTASSY, 1936	9	*Woehrmannia decorata* KUTASSY, 1936
	Trochidae		**Calliostomatiidae THIELE, 1924**
10	*Callotrochus triadicus* KUTASSY, 1927	10-11	*Callotrochus triadicus* (KUTASSY, 1927)
11	*Callotrochus triadicus* KUTASSY var. *elegantula* KUTASSY, 1932		
12	*Solariella nodifera* KUTASSY, 1927		**? Paraturbinidae COSSMANN, 1916**
13	*Tectus* sp.	12	„*Solariella*" *nodifera* KUTASSY, 1927
	Neritopsidae		**Eucyclidae KOKEN, 1896**
14	*Delphinulopsis triadica* KUTASSY, 1927	1	*Eucyclus* sp.
15	*Delphinulopsis binodosa* MÜNSTER, 1841		
16	*Seisia blaschkei* KUTASSY, 1934		**Subclass Neritaemorphi KOKEN, 1896**
			Delphinulopsidae BLODGETT, FRÝDA & STANLEY, 2001
	Naticopsidae	14	*Delphinulopsis? triadica* KUTASSY, 1927
17	*Hungariella pappi* KUTASSY, 1927	15	*Delphinulopsis binodosa* (MÜNSTER, 1841)
18	*Hungariella spinosa* KUTASSY, 1927	58	*Delphinulopsis?* sp.
19	*Hungariella stredae* KUTASSY, 1933	16	*Seisia blaschkei* (KUTASSY, 1934)
20	*Naticella sublineata* MÜNSTER, 1841	17	*Hungariella pappi* (KUTASSY, 1927)
21	*Naticopsis (Dicosmos) declivis* KITTL, 1894	18	*Hungariella kutassyi* SZABÓ, 2007 (*Neritopsis spinosa* KUTASSY)
22	*Naticopsis (Dicosmos) sigaretoides* KUTASSY, 1936	19	*Hungariella stredae* KUTASSY, 1933
23	*Naticopsis (Hologyra) cassiana* WISSMANN, 1841		
24	*Naticopsis (Fedaiella)* sp.		**Neritopsidae GRAY, 1847**
		20	„*Naticella*" *sublineata* (MÜNSTER, 1841)
	Neritidae	35	*Fossariopsis rugosocarinata* (KLIPSTEIN, 1843)
25	*Protonerita turriculata* KUTASSY, 1933		
26	*Protonerita plicatilis* KLIPSTEIN, 1843		**Naticopsidae WAAGEN, 1880**
27	*Protonerita mandelslohi* KLIPSTEIN, 1843	23	*Hologyra cassiana* (WISSMANN in MÜNSTER, 1841)
28	*Protonerita* sp.		
29	*Trachynerita* cf. *nodifera* KITTL, 1894		**Fedaiellidae BANDEL, 2007**
30	*Trachynerita nodifera* KITTL, 1894 var. *acutiumbonata* KUTASSY, 1936	21	*Dicosmos declivis* (KITTL, 1894)
31	*Trachynerita nodifera* KITTL, 1894 var. *elongata* KUTASSY, 1927	22	*Dicosmos sigaretoides* KUTASSY, 1936
32	*Trachynerita quadrata* STOPPANI, 1860	24	*Fedaiella* sp.
33	*Trachynerita quadrata* STOPPANI, 1860 var. *canaliculata* AHLBURG, 1906		
34	*Trachynerita quadrata* STOPPANI, 1860 var. *praeacuta* KUTASSY, 1936		**Neritariidae WENZ, 1938**
		25	*Neritaria turriculata* KUTASSY, 1933
	(Mesogastropoda+Neogastropoda)	26	*Neritaria plicatilis* (KLIPSTEIN, 1843)
		27	*Neritaria mandelslohi* (KLIPSTEIN, 1843)
	Fossaridae	28	*Neritaria* sp.
35	*Paleonarica rugosocarinata* KLIPSTEIN, 1843	29-31	*Trachyneritaria? nodifera* (KITTL, 1894)
	Purpurinidae		**Subclass Cenogastropoda COX, 1959**
36	*Parangularia hungarica* KUTASSY, 1933		**? Naticidae GUILDING, 1834**
37	*Angularia plicata* KUTASSY, 1927	59	*Amauropsis? macra* J. BÖHM, 1895
38	*Purpurina minima* KUTASSY, 1927		
39	*Purpuroidea excelsior* KOKEN, 1897		**Ampullinidae COSSMANN, 1919**
40	*Purpuroidea ferenczii* KUTASSY, 1927	32-34	*Trachynerita quadrata* (STOPPANI, 1860)
41	*Purpuroidea nassaeformis* DI STEFANO, 1912		
42	*Purpuroidea turriculata* KUTASSY, 1927		**Purpurinidae ZITTEL, 1895**
43	*Tretospira* cf. *fasciata* KITTL, 1892	36	*Parangularia hungarica* (KUTASSY, 1933)
		37	*Angularia plicata* KUTASSY, 1927
	Loxonematidae	38	*Purpurina? minima* KUTASSY, 1927
44	*Stephanocosmia (Tyrsoecus) dolomiticus* KITTL, 1900	39	*Purpuroidea excelsior* KOKEN, 1897
45	*Stephanocosmia coronata* KOKEN, 1892	40	*Purpuroidea ferenczii* KUTASSY, 1927

I. táblázat folytatása

***Table I.** continuation*

A Budai–hegység (Budapest) késő-triász gastropoda-faunája KUTASSY (1940) utolsó munkája alapján összeállítva		A Budai–hegység (Budapest) késő-triász gastropoda-faunája a revízió jelenlegi (előrehaladott) szakaszában	
46	*Zygopleura arctecostata* MÜNSTER, 1841	41	*Purpuroidea nassaeformis* DI STEFANO, 1912
47	*Zygopleura* cf. *arpadis* KITTL, 1900	42	*Purpuroidea turriculata* KUTASSY, 1927
		60	*Pseudotritonium? globularis* (KUTASSY, 1936)
	Coelostylinidae		
48	*Coelostylina conica* MÜNSTER, 1841		**? Littorinidae CHILDREN, 1834**
49	*Coelostylina platistoma* HÄBERLE, 1908	43	*Tretospira* cf. *fasciata* KITTL, 1892
50	*Coelostylina solida* KOKEN & WOEHRMANN, 1892		
51	*Coelostylina (Omphaloptycha) bacchus* KITTL, 1894		**Zygopleuridae WENZ, 1938**
52	*Coelostylina (Omphaloptycha) pupoides* STOPPANI, 1860	44	*Tyrsoecus? dolomiticus* (KITTL, 1900)
53	*Coelostylina (Omphaloptycha) zitteli* BÖHM, 1895	45	*Stephanocosmia? coronata* (KOKEN, 1892)
54	*Coelochrysalis rotunda* KUTASSY, 1936	46	*Zygopleura arctecostata* (MÜNSTER, 1841)
55	*Palaeoniso (Telleria) gigantea* KUTASSY, 1936	47	*Zygopleura* cf. *arpadis* KITTL, 1900
56	*Undularia (Toxoconcha)* cf. *brocchii* STOPPANI, 1860		
			Coelostylinidae COSSMANN, 1909
	Pseudomelaniidae	48	*Coelostylina? conica* (MÜNSTER, 1841)
57	*Pseudomelania (Oonia) gappi* KITTL, 1916	49	*Coelostylina? platistoma* HÄBERLE, 1908
		50	*Coelostylina? solida* (KOKEN & WOEHRMANN, 1892)
	Vermetidae	51	*Omphaloptycha? bacchus* (KITTL, 1894)
58	*Provermicularia* sp.	52	*Omphaloptycha? pupoides* (STOPPANI, 1860)
		53	*Omphaloptycha? zitteli* BÖHM, 1895
	Naticidae	54	*Coelochrysalis rotunda* KUTASSY, 1936
59	*Amauropsis macra* J. BÖHM, 1895	55	*Telleria? gigantea* KUTASSY, 1936
		56	*Toxoconcha?* cf. *brocchii* (STOPPANI, 1860)
	Fusidae		
60	*Palaeotriton (?) globularis* KUTASSY, 1936		**Pseudomelaniidae R. HÖRNES, 1884**
61	*Fusus noricus* BARTKÓ, 1939	57	*Oonia? gappi* (KITTL, 1916)
			? Maturifusidae GRÜNDEL, 2001
		61	„*Fusus*” *noricus* BARTKÓ, 1939
		13	? Caenogastropoda sp. indet
		2	juv. ammonitesz sp. indet.

„varietas”, ábrázolt szüntípusait sikerült azonosítani. Ez az anyag intézményközi megállapodás értelmében a revíziót követően a Magyar Természettudományi Múzeumban kerül nyilvántartásba és megőrzésre.

További 6 KUTASSY faj ábrázolt darabjai hiányoznak még, ám ezek között olyan is van, amelyből jelenleg már nem áll rendelkezésre sem szüntípus, sem más gyűjtésből származó példány, tehát a faj fixálása egyelőre nem lehetséges.

Megkerült a *Fusus noricus* BARTKÓ, 1939 monotípusa is, amely az egyik nyomtatott alátétcédula tanúsága szerint ugyancsak az egyetem Földtani Intézetéből jutott az Országos Földtani Múzeumba.

KUTASSY publikált anyagát sokan gyűjtötték; köszönetnyilvánításaiból tudható, hogy PÁLFY Mór és FERENCZI István találta a eredetileg is a MÁFI-ban elhelyezett anyagot. Saját gyűjtései során BARTKÓ Lajos és KEREKES József volt a segítségére. Az alátétcédulák szerint az egyetemről menekített anyagok jelentős része származik a legkorábbra datálható gyűjtésből (VADÁSZ 1918–19). Mégis, biztosan tudható a KUTASSY (1927) által megadott, alacsony példányszámokból, hogy ez a bőséges anyag még nem állt a rendelkezésére első publikációjának készítésekor. A következő cikkek kapcsán azonban már tekintetbe kell venni a szüntípusok keresése közben. STREDA Rezső amatőr gyűjtő is a segítők közé tartozott, és saját példányait is KUTASSY rendelkezésre bocsátotta, de ezek is csak az 1933-as és az 1936-os új fajok kapcsán veendők szüntípusként számításba a köszönetnyilvánítások alapján. STREDA gyűjteménye is részben a Magyar Természettudományi Múzeumba, részben pedig az Országos Földtani Múzeumba került. A példányoknak a többsége azonban nem köthető gyűjtőkhöz a hiányos dokumentáció következtében.

A megtalált anyag már további — többnyire ismeretlen — gyűjtők kis számú példányát is tartalmazza, amelyek neotípusok keresése közben, és morfológiai pontosításokhoz kiválóan hasznosíthatók (pl a *Parangularia* esetében, l. alább).

A revízió eredményeiből

PÁLFY (1920) és VADÁSZ (1920) fajnevei nem köthetők példányokhoz. E két szerző közül az utóbbi faunalistája a részletesebb, 29 fajt sorol fel, közöttük 10 „n. sp.” megjelöléssel szerepel, ezek azonban a „nomen nudum” nevezéktani kategóriában maradtak.

KUTASSY a Dachsteini Mészkőből előkerült fajait nem helyezte el a genusnál magasabb rendszertani csoportokban az eredeti publikálás során, és nem készített róluk összesített faunalistát. Rövid életpályája során azonban sohasem szakadt el teljesen az anyagtól és alkalmanként revideálta korábbi

munkáinak eredményeit. A budapesti késő-triász gastropoda-faunát leíró, legfejlettebb rendszertani listája utolsó, már poszthumusz publikációjából (KUTASSY 1940, Fossilium Catalogus, 81) állítható össze. Még ebben a munkában is végrehajtott korrekciókat, amelyek közül egyedül a junior homonimának bizonyult *Mesotrochus* helyett javasolt *Callotrochus* névre vonatkozót írták felül a WENZ (1938) könyvében hamarabb megjelent, hasonló értelmű sorai. Az így nyert faunalistát itt az I. táblázat bal oldali oszlopa mutatja be. Az 1940-es állapot óta szükségessé vált nevezéktani és rendszertani változtatásokat pedig a jobb oldali oszlop összegzi. Az itt megszaporodott kérdő- és idézőjelek még végrehajt(hat)atlan, új szempontok szerinti ellenőrzéseket jelölnek. A táblázat két oszlopához vezető útról a készülő formális revíziós publikációk fognak részletekkel szolgálni.

Az alábbiakban elsőként a család szintű összetételt érintő, fontos rendszerezési problémákat tekintem át. Ennek az egyik oka az, hogy az adott időtávlatban az aktualisztikus módszerre épülő paleoökológiai elemzések alacsonyabb szinten nem valósíthatók meg, mert ott már nincs közös taxon a jelenkori faunákkal. (A triász gastropoda genusok közül egyedül a *Neritopsis* az, amelynek létezése a jelenlegi ismereteink szerint bizonyított a triásztól máig, de előfordulása még kérdéses a vizsgálati anyagban.) A család szint a nagy léptékű történeti és paleobiogeográfiai összevetések céljára is a legalkalmasabb.

A problémafeltárás család szinten is jelentős változtatások szükségességét mutatja, de szinte megszámlálhatatlan az alacsonyabb rangú taxonok körében jelentkező feladat. Ez utóbbiakból csak a legnyilvánvalóbbakat kezeli az alábbi összeállítás, amely az „eredeti" rendszert követi és az I. táblázat jobb oldali oszlopának létrejöttéhez nyújt magyarázatot. Azokat a legfeltűnőbb korrekciós feladatokat tekinti át, amelyek a fajok helyes azonosítása mellett is fennállnak; a „problémás" családok nevét idézőjellel használom. Az I. táblázattal azt is szeretném demonstrálni, hogy a rendszertan fejlődése miért teszi szükségessé néhány évtized után még az eredetileg jól feldolgozott faunák revízióját is, illetve azt, hogy a revízió elmaradása egyrészt téves következtetésekhez, másrészt információvesztéshez vezethet egy általános őslénytani kiértékelésben.

Az alacsonyabb taxonómiai szintekről a budapesti Dachsteini Mészkőből származó típusfajjal rendelkező három KUTASSY által felismert genus mélyebb revíziója számíthat a legszélesebb érdeklődésre, ezért ennek eredményeit részben itt is közreadom; a teljes mélységű formális revízió publikálás alatt áll (SZABÓ in press).

„**Pleurotomariidae**" — A KUTASSY (1927) által *Pleurotomaria* sp.-ként azonosított rossz megtartású példányok valójában egy *Eucyclus* (Eucyclidae) fajhoz tartoznak. Az *Eucyclus* karinapárjai közötti álrésszalagok sokakat vezettek már félre. A ház alakja is idegen a Pleurotomariidae családban.

A modern gastropoda rendszerekben a „*Kokeniella*" — helyesen *Kokenella* — a Porcellidae család tagja. Az egyetlen rossz megtartású példány díszítőelemei prosocyrt (szájadék felé domborodó) lefutásúak a felcsavarodási tengelytől legtávolabbi zónában. Itt a *Kokenella* esetében a résszalag helyezkedik el ellenkező hajlású (opisthocyrt) növekedési vonalakkal. Az ábrázolttal azonos példány (a *K. palfyi* monotípusa) áll rendelkezésre, amely valójában egy juvenilis ammonitesz.

A „*Worthenia*" (Lophospiridae) és a *Wortheniopsis* (Raphistomatidae) sem a Pleurotomariidae család tagja, de valamennyi a Pleurotomariina alrendbe tartozik. Maga a Pleurotomariidae nincs jelen az anyagban.

BANDEL (2009) vizsgálatai a Cassiani Formációból származó jó megtartású korai házakon megerősíteni látszanak azt a korábbi sejtést, hogy a paleozoos típusfajra alapozott *Worthenia* genus hiányzik a triász faunákból. A balra csavarodó, vagy kissé benyomott protoconch + jobbra csavarodó, trochospirális teleoconch kanyarulatok kombinációjából álló, *Worthenia*-szerű triász házak alapján eddig négy genust és két családot jelöltek ki a közelmúltban. Közülük talán a *Wortheniella* SCHWARDT, 1992 (*Wortheniellidae* BANDEL, 2009) alkalmazható leginkább a KUTASSY által öt *Worthenia* fajként azonosított töredékes teleoconch példányokra, de csak kérdőjeles formában, amíg eléggé jó megtartású anyag nem áll rendelkezésre a szükséges mélyrevízió elvégzéséhez.

„**Euomphalidae**" — A *Woehrmannia* genus legutóbbi vizsgálatai (BANDEL 1988) azt bizonyították, hogy nem az Euomphalidae, hanem a Turbinidae család tagja. A következtetésre héjszerkezeti vizsgálatok adtak okot; az Euomphalidae névadó genusának házaiban a legvastagabb héjréteg keresztezett lamellás aragonitból áll (NÜTZEL 2002), a *Woehrmannia* esetében azonban ez lemezes gyöngyház szerkezetű. Ez a különbség a mai osztályozási gyakorlatban a család szint feletti elkülönítésre használatos.

„**Trochidae**" — A *Callotrochus* KUTASSY, 1938 még „*Mesotrochus*"-ként a Trochidae családban kapott helyet; később WENZ (1938) ezen belül a Calliostomatinae, majd COX (in KNIGHT et al., 1960) a Proconulinae alcsaládba helyezte. Az eredeti Proconulinae „szétbontás alatt áll" (SZABÓ et al. 1993; MONARI et al. 1996; GRÜNDEL 2000, 2008). GRÜNDEL (2000) a csoportot családdá minősítette, de ugyanakkor a Proconulidae értelmezését szűkítette, amely már kizárja a *Callotrochus* genust. A revízió során felismert valóságos peristoma-morfológia figyelembe vételével új alcsalád javaslat készült.

A „*Solariella*" *nodifera* KUTASSY morfológiája nem illik az igazi *Solariella* WOOD, 1842 (Trochidae, Solariellinae) egyik (10) subgenusába sem. Az állítás igaz KOKEN (1897) „*Solariella*" fajaira is, amelyek KUTASSY (1927) meghatározását sugallhatták. A Trochoidea korai csoportjai közül a Paraturbinidae névadó genusával mutatkozik hasonlóság, de azzal sem azonosítható fenntartás nélkül (valószínűleg új genus).

A *Tectus* sp. néven azonosított faj egyetlen töredékes példánya opistocline-opistocyrt növedékvonalakkal rendelkezik, ami nemcsak a *Tectus* (Trochidae) genusban, de a Trochina alrend egyetlen családjában sem fordul elő. Ez a faj a legvalószínűbben a Caenogastropoda alosztály valamelyik családjába tartozik.

Neritopsidae–Naticopsidae — Ma a legelterjedtebb e két csoport önálló családként való kezelése, vagy a Neritopsidae családon belüli alcsalád szintű elválasztása. A Neritopsinae elsősorban a díszített, a Naticopsinae a sima héjú formákat gyűjti össze. KUTASSY munkássága végére kialakult az a nézet, hogy az utóbbi alcsaládba javasolt genusok többsége valójában a *Naticopsis* M'COY, 1844 subgenusa. BANDEL (2007) legfrissebb Neritaemorphi rendszere viszont az összes KUTASSY által is használt genus-csoport nevet önálló genusként ismeri el. Közülük azonban csak a *Hologyra* (Hologyrinae BANDEL, 2007) jöhet szóba a Naticopsidae-n belül, a többi a Fedaiellidae BANDEL, 2007 család tagja lett.

KUTASSY (1940) az értelmezése szerinti Neritopsinae alcsaládba mindössze két genus fajait sorolta (*Delphinulopsis*, *Seisia*.) A *Delphinulopsis* időközben a Delphinulopsidae BLODGETT, FRÝDA & STANLEY, 2001 (Neritopsoidea) névadója lett. Ebben a családban a többé-kevésbé hasonló házalak és feloldatlan belső falak mellett a peristoma belső ajka mentén kialakuló, aperturát szűkítő „lemez" jelenti az összekötő héjmorfológiai jellegzetességet. A *Seisia* KUTASSY, 1934, a *Platychilina* KOKEN, 1892 és a *Schwardtopsis* BANDEL, 2007 ugyanabba a külső morfológiai típusba tartozó házakra alapozott genus. Rendelkeznek valamilyen mértékig kifejlődött „apertura-szűkítő"-vel, de mert ezek szerkezete eltérő, pontos rendszertani és nevezéktani helyzetük még további vizsgálatokat igényel.

KUTASSY utolsó munkájában a *Hungariella* KUTASSY, 1932 már a Naticopsinae tagja, jóllehet korábban első két faját a Neritopsinae névadó genusába sorolta, és hangsúlyozta a család paleozoos genusaihoz való hasonlóságot. Saját megfigyeléseim szerint a korábbi vélemény jelentette a jobb megközelítést. A közelmúltban főcsalád (Neritopsoidea) rangúvá előlépett csoporton belül a Delphinulopsidae jelenti a helyes besorolást. (l. még alább is).

„**Neritidae**" — A Naticopsinae/idae hasonló formájú házaitól a Neritidae tagjait a korai kanyarulatok belső falainak a feloldódása különbözteti meg. KUTASSY fajai közül csak a *Neritaria* (junior szinonimája a *Protonerita*) fajok sorolhatók biztosan a Neritidae családba.

Saját vizsgálataim azt bizonyítják, hogy a *Trachynerita quadrata* STOPPANI (típusfaj) nemcsak eddigi családjában (Neritidae) idegen, hanem az egész Neritaemorphi alosztályban. Sértetlenek még a legkoraibb megfigyelhető kanyarulatok belső falai is, egyéb morfológiai jellegei pedig a Campaniloidea DOUVILLÉ, 1904 egy korai sikeres csoportjának, az Ampullinidae (= Ampullospiridae) családnak a jelenlétére utalnak. Azon belül pedig az *Ampullospira* G. F. HARRIS, 1897 héjmorfológiája lényeges elemeiben azonos, emiatt a *Trachynerita* KITTL, 1894 junior szinonimájává válik. Tekintve, hogy a *Trachynerita quadrata* az egyik legnagyobb példányszámú faj, a változás a fauna megítélését is jelentősen módosítja.

„*Trachynerita nodifera*"-ként azonosított mikroszkópikus méretű házak alapján BANDEL (2007) létrehozta a *Trachyneritaria* (Neritidae, Trachyneritariinae) genust, amelynek belső kanyarulatfalai feloldódtak, tehát valóban a Neritidae tagja. Még nem bizonyított azonban az adult házak alapján felismert típusfaj (*Trachynerita nodifera* KITTL) és BANDEL (2007) korai juvenilis házainak azonos fajba való tartozása.

A „*Naticella* MÜNSTER, 1841" genusnév nem alkalmazható arra a triász neritimorfa alakkörre, amelyre szerzője létrehozta, mert a *Naticella* GUILDING in SWAINSON, 1840 (Naticoidea) junior homonímája. Egyes, korábban ide sorolt fajok a *Natiria* DE KONINCK, 1881 genusba tartoznak, de mélyreható revízió szükséges más esetekben, mint például a KUTASSY által azonosított *Naticella sublineata* MÜNSTER, 1841.

Fossaridae — Azt az egyetlen fajt, amit KUTASSY (1927) ebbe a családba sorolt, BANDEL (2007) újravizsgálta és a *Fossariopsis* (Neritopsidae) új genus típusfajává minősítette, azaz egy másik alosztályba került (Neritaemorphi). A Fossaridae (Caenogastropoda) tehát nincs jelen a faunában.

Purpurinidae — A fajszámok tekintetében ez az egyik legnépesebb család, de példányszámuk meglehetősen kicsi, ezzel állhat kapcsolatban ismertségük viszonylag alacsony szintje is. KUTASSY a *Parangularia* genus (l. alább) mellett több új fajt is felismert ebben a csoportban. Közülük a „*Purpurina*" *minima* KUTASSY, 1927 genus besorolása még felülvizsgálat alatt áll (?Trochoidea).

Naticidae — Ez a családnév és genusnevei (*Natica*, *Amauropsis*, *Tylotrochus* stb.) gyakran megjelennek a klasszikus triász gastropoda irodalomban, ám ritkán illetnek igazi naticid formákat. Legtöbbjük az Ampullinidae, vagy a Coelostylinidae alacsony spirájú házait takarja. Minden egyes eset gondos revíziót igényel; KUTASSY faunalistájának *Amauropsis macra* J. BÖHM, 1895 fajához még nem sikerült példányt találni.

„**Loxonematidae**" — A Loxonematoidea az egyik legkorábbi magas spirájú, caenogastropoda (Mesogastropoda) szerű házakat tartalmazó főcsalád a kora-paleozoikumtól. A budapesti faunában csak a korábban ide sorolt Zygopleuridae van jelen, amelynek névadó genusa mellett a „*Stephanocosmia*" is a tagja, de ennek a genusnévnek az érvényessége vitatott, a remete-hegyi példányokra a *Tyrsoecus* KITTL, 1892 név alkalmazható. A Zygopleuridae ma a Zygopleuroidea főcsaládba tartozik, amely a már protoconch alapján is bizonyíthatóan Caenogastropoda alosztályba tartozó korai, magas spirájú csigákat gyűjti össze.

Coelostylinidae — A családban az *Omphaloptycha* és a *Coelostylina* is önálló genusként szerepel, de — ahogy ezt HAAS O. (1953), valamint NÜTZEL & ERWIN (2004) is hangsúlyozza — a mai napig nem megoldott a megbízható morfológiai elhatárolásuk egymástól; lehet, hogy szinonimák. A jellegtelen házaikból következően bizonytalanok a fajhatárok is, emiatt vélhetően sokkal magasabb a nevek sokaságában jelentkező, mint a valóságos fajszám. Várható a fajszám csökkenése azért is, mert az ide sorolt sekély varratú, kúpos spirájú fajok a Pseudomelaniidae családba illenek inkább.

Pseudomelaniidae — Az egyetlen idesorolt faj rossz megtartású példányai mélyen futó varratuk miatt inkább illenek az Ampullinidae, vagy a Coelostylinidae családba. A család azonban valószínűleg jelen van a faunában (l. a Coelostylinidae-t).

„**Vermetidae**" — A *Provermicularia* KITTL, 1899 egy meghatározhatatlan faját listázta KUTASSY (1927). Maga a genus is rosszul ismert, neve rokonságot sejtet a *Vermicularia* genussal; WENZ (1938) meglátása szerint is ennek a szubgenusa a *Provermicularia.* Így azonban a Turritellidae Vermiculariinae DALL, 1913 alcsaládjában kellene elhelyezni, ahol a Vermetidae tagjaihoz hasonlóan a felcsavarodás diszjunkt, vagy szabálytalan. Az egyetlen, nagyon rossz megtartású példány alakja és héjmaradványai azonban olyan erőteljes növekedési rátát mutatnak, mint a neritaemorfa gastropodáké; a héjmaradványokból rekonstruálható utolsó és azt megelőző kanyarulat pedig lazán érintkezik egymással, hasonlóan a *Delphinulopsis* (Delphinulopsidae) házakéhoz.

„**Fusidae**" — Ez a családnév a Colubraridae DALL, 1904 (Buccinoidea RAFINESQUE, 1815) junior szinonímája, ezért érvénytelen (BOUCHET & ROCROI 2005). A legfejlettebb elölkopoltyús csigákra (?Neogastropoda) alkalmazott érvényes nevek túlnyomó többsége legfeljebb a kora-krétától megjelent formákra használható. Ma még az sem általánosan elfogadott, hogy ez a nagycsoport hosszú, látens evolúciós utat tett meg, és már a triászban is megtalálhatók képviselői.

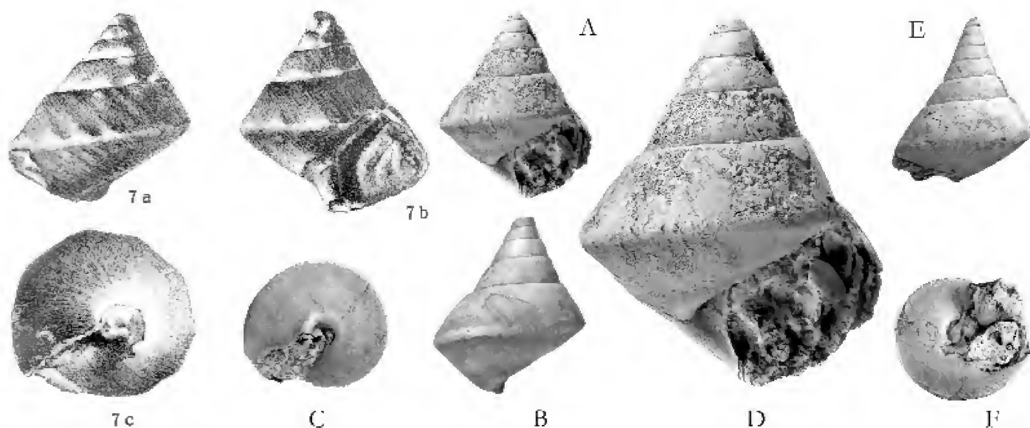
KUTASSY (1936) *Palaeotriton* (?) *globularis* fajának a genusneve (KITTL, 1894 szerzőségével) homonimia miatt érvénytelen, a *Pseudotritonium* WENZ, 1938 helyettesítő név használandó a KITTL által felismert taxonra. NÜTZEL & ERWIN (2004) ezt a genust is a Maturifusidae GRÜNDEL, 2001 családba sorolta faunájuk *Maturifusus*? sp. fajával együtt. A család névadója, az igazi *Maturifusus* SZABÓ, 1983 már jól fejlett szifócsatornával rendelkezik, ami a *Pseudotritonium* esetében csupán egy enyhe szinusz a columella végénél ezért nincs helye a Maturifusidae-ben. Az a példány azonban, amit BARTKÓ (1939) „*Fusus noricus*" néven írt le jobban illeszkedik a Maturifusidae családba. A *Fusus* HELBLING, 1879 genusnév azonban nem alkalmazható az adott fajra (sem három junior homonimája, illetve azok helyettesítő nevei), de a közel másfélszáz „fusus" utótagú, illetve annak megfelelő előtagú genusnév sem; új genus felállítása szükséges (in prep.).

Kutassy genusai

KUTASSY három új genust jelölt ki a Budai-hegység Dachsteini Mészkövéből származó típusfajra alapozva: *Callotrochus, Hungariella* és *Parangularia*. Meglátásai helyesek voltak, de egyik genus sem bizonyult teljesen problémamentesnek nevezéktani szempontból. A szükséges korrekciókat már KUTASSY elkezdte, a formális revízió publikálása folyamatban van (SZABÓ in press)

Callotrochus KUTASSY in WENZ, 1938),
(Calliostomatidae, Archaeogastropoda/Vetigastropoda)
(1. ábra)

Javított leírás — A bikonikus, vékony héjú ház mérsékelten tornyos, kihegyesedő (coelokonoidális) spirával rendelkezik. Az adult ház utolsó két kanyarulata „felfújt"; minden kanyarulat perifériája szögletes, de kis sugár mentén lekerekített. A házat nyitott (phaneromphalus) köldök fúrja át valamennyi növekedési stádiumban; a köldök nyílását lekerekített szögletesség határolja el a bázistól. A kanya-



1. ábra. *Callotrochus triadicus* (KUTASSY, 1927)

7 a-c: az elveszett monotípus (holotípus) ábrája másolatban. A-D: a holotípushoz leginkább hasonló újabb gyűjtésű példány (A-C: ×1; D: ×2). E-F: „*Mesotrochus triadicus* var. *elagantula* KUTASSY, 1936" monotípusa, amelynek taxonómiai elkülönítése nem indokolt a revízió eredményeként (×1)

Figure 1. *Callotrochus triadicus (KUTASSY, 1927)*

7 a-c: copied figure of the lost monotype (holotype). A-D: figures of a specimen, morphologically nearest to the holotype (A-C: ×1; D: ×2). E-F: "Mesotrochus triadicus var. elagantula KUTASSY, 1936" monotype, the revision has not confirmed its taxonomical distinction (×1)

rulatok és a bázis külső fala lapos a juvenilis házon, de fokozatosan domborúvá válik az utolsó kanyarulatok felé haladva és kialakul az enyhén felfújt jelleg. A varrat eleinte sekély, majd fokozatosan kissé benyomottá válik az utolsó kanyarulatokon. A peristoma megszakítás nélküli és nagyjából egy síkban található; fő összetevői négyszögletes körvonalat mutatnak. Parietális része igen vékony kalluszként tapad az előző kanyarulatra. A köldöki („kolumelláris") ajak közel vertikális helyzetű, kivastagodás nélküli, de széles, enyhe, középtáji szinusszal rendelkezik, domború oldalával a köldök felől. A köldökperemi szögletesség csekély beöblösödésben végződik a kolumelláris és a bazalis ajak talákozásánál; ez a szinusz kezdetleges szifócsatornára emlékeztet.

A teljes héj finom növekedési vonalakkal díszített, amelyek orientációja prosoclin. A növekedésvonalak mellett véletlenszerűen megjelenő spirálvonalszakaszok is előfordulnak, főként a periféria mentén.

Diszkusszió — Eredetileg KUTASSY (1927) az egyik új faját helyezte el az általa létrehozott új szubgenusban [*Trochus* (*Mesotrochus*) *triadicus*], később még ennek egy „varietas"-át is leírta „*elegantula*" név alatt. (Saját vizsgálatommal nem tudom alátámasztani a faj megosztásának indokoltságát).

KUTASSY (1927) a típusfajt monotípus alapján jelölte ki, amely azonban elveszett. A rendelkezésre álló példányok pedig lényeges morfológiai különbségeket mutatnak az eredeti, rajzos ábrától, és a leírástól. KUTASSY (1927) „*Mesotrochus*", majd *Callotrochus* diagnozisa egy vaskos, kallusszal bevont columellával rendelkező, köldöktelen házról beszél. A *Mesotrochus triadicus* KUTASSY var. *elegantula* KUTASSY, 1936 megtalált, ábrázolt monotípusa és minden további példány (35) teljes házát jól észlelhető, igazi köldök fúrja át (phaneromphalus) (1. ábra). A peristoma belső (köldöki) ajka pedig hártyavékony (1. ábra: A, D), nincs rajta semmi kivastagodás (kallusz). Valószínű, hogy a köldöknek az oszlopszerű kitöltését értelmezte KUTASSY (1927 p. 151) buzogány-, vagy botformájú kolumellaként („Keulenförmig", „Stabförmig"), maga a köldökfali vékony héj pedig a „kallusz" lehet az eredeti leírásban. A Trochoidea rokonsági körében éppen ezen a tájékon található a genusszinten alkalmazott elkülönítő bélyegek legtöbbje; a köldök létét/hiányát pedig sokan már önmagában is elkülönítő jegyként kezelik.

Esetlegesek a KUTASSY (1927) rajzán és a leírásában szereplő gyenge kiemelkedések a varrat alatti és a perifériális sávban, és csak késői növekedési fázisban jelennek meg. Ezek az első ábra tanúsága szerint a csigákon gyakran megfigyelhető egyedi növekedési variabilitás kategóriájába tartoznak; nem tekinthetők genus-bélyegnek [hiányoznak az összes rendelkezésre álló példányról].

A köldök jelenléte miatt kötelező az összevetés a hasonló morfológiájú *Anticonulus* COSSMANN, 1918 (Trochidae) genussal, amelynek fajai nagyobb számú és alacsonyabb kanyarulatokkal rendelkeznek, mint a *Callotrochus*. Emellett ez utóbbi genus házalakja „bikonikus", azaz nemcsak a spira, de a bázis körvonala is kúpszerű; az *Anticonulus* esetében a bázis lapított.

A *Callotrochus*-éhoz hasonló alakkal rendelkező *Eucyclomphalus* (Eucyclidae) a mélyen futó varrat miatt kissé „pagoda formájú" körvonala, és a családjára jellemző díszítés alapján különíthető el.

Mivel a *Mesotrochus* név már foglalt volt a genuscsoporton belül, az KUTASSY új genusára alkalmazva érvénytelen. A *Callotrochus* helyettesítő nevet egy évtized után publikálta KUTASSY WENZ (1938) gastropoda rendszertani kézikönyvében a Trochidae (Calliostomatinae) család tagjaként. Később KNIGHT et al. (1960) a máig töredékes — csak Archaeogastropoda — „Treatise" rendszerében a *Callotrochus* genust kérdőjellel a Proconulinae COX, 1960 (Trochidae) alcsaládban helyezte el, míg PCHELINCEV & KOROBKOV (1960) vázlatos rendszerében a Conulinae COSSMANN, 1916 (Trochidae) tagja lett a csupán csak listázott genusok között.

A Conulinae COSSMANN, 1916 név érvénytelen (BOUCHET & ROCROI 2005), ez az alcsalád tehát elvetendő, mint lehetséges rendszertani hely. A Proconulinae inhomogenitására már SZABÓ et al. (1993) és MONARI et al. (1996) felhívták a figyelmet, két fő alakkörükből a *Proconulus* és a közelálló genusok számára szűkített értelmezéssel GRÜNDEL (2000) létrehozta a Proconulidae családot; az új értelmezés azonban már kizárja a *Callotrochus* genust. A „kirekesztettek" ugyancsak heterogén csoportjának családbesorolása még megoldatlan. A *Callotrochus* számára a legjobb rendszertani helynek WENZ (1938) besorolása látszik (Trochidae, Calliostomatinae), azzal a pontosítással, hogy a mai malakológia a névadó *Calliostoma* genust és rokonságát család szinten elkülöníti a Trochoidea főcsaládon belül: Calliostomatidae THIELE, 1924 (Trochoidea, Vetigastropoda/ Archaeogastropoda). Ezen a családon belül találhatók a hasonló alak mellett olyan egyszerű columelláris (umbilikális) ajakkal rendelkező házak, mint amilyen a *Callotrochus* genusé is.

Az Interneten is hozzáférhető adatbázisok építése közben a nem eléggé alapos és gyakran névtelen közreműködők további zavarokat idéztek elő e „nehéz sorsú" genus körül. A „*Nomenclator Zoologicus*" genusnév-adatbázisába — annak ellenére, hogy KUTASSY szerzőségét az új névhez kapcsolt lábjegyzet egyértelművé teszi —, tévesen a *Callotrochus* WENZ, 1938 név került. A „*Palaeobiology Database*" egy adatközlője pedig azt a hamis információt táplálta a rendszerbe, hogy ez a név téves helyesírású volt és LADD (1982) kijavította azt *Calliotrochus*-ra. A valóság az, hogy LADD nem javított, az nem is szükséges, mert a *Callotrochus* helyesírása rendben van. Ő a *Calliotrochus* FISCHER in KIENER, 1979 genusnevet használta korrekt módon, az pedig a *Gibbula* RISSO, 1826 egyik subgenusára — tehát más alakkörre — vonatkozik és másik típusfajon is alapul. Az egy betűnyi különbség a névben pedig elegendő ahhoz, hogy ne minősüljön homonimának (ICZN 1999, 56.2. pontja). A hamis információ viszont elég volt a

Callotrochus automatikus törlésére az adatbázis érvényes genusai közül.

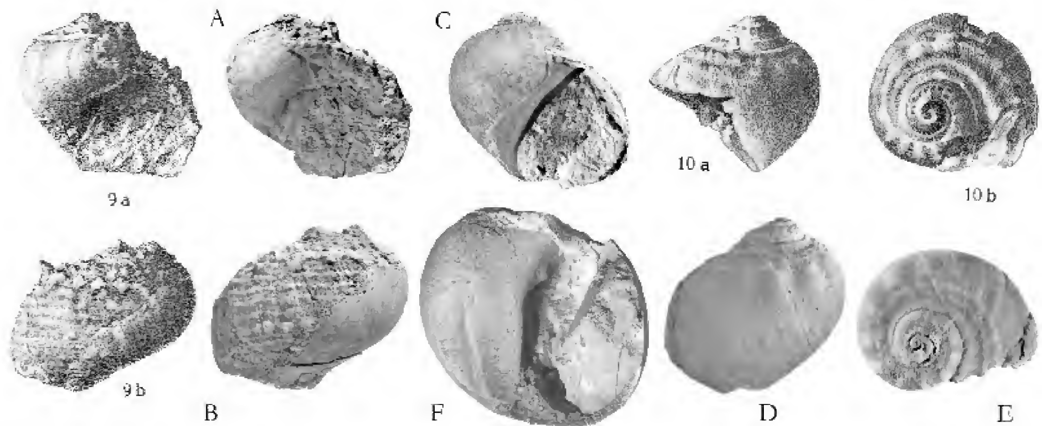
A Budai-hegységen kívül a perui késő-triász faunában azonosított HAAS O. (1953) *Callotrochus* sp.-ként két igen rossz megtartású példányt. Az Interneten szabadon hozzáférhető gyűjteményi adatbázisok közül pedig a Montanai Egyetem Múzeuma jelez egy Oregon (USA) állambeli *Callotrochus* sp. előfordulást (egy példány). Tekintve az említett fontos morfológiai bélyegek eredeti leírásbeli pontatlanságát, ezek az előfordulások bizonytalannak tekintendők. Az ismereteink mostani állása szerint tehát a *Callotrochus* genus valószínűleg endemikus azon a sekélyvízi platformon, amelyhez köthető a budapesti Dachsteini Mészkő képződése is.

Hungariella KUTASSY, 1933 (Delphinulopsidae, Neritaemorphi) (2. ábra)

Javított leírás — Alacsony termetű, gömbölyded, turbo formájú a ház, amely kevés (4-5) kanyarulatból épül fel, meglehetősen mélyen húzódó varrattal. A kanyarulatok belső fala nem oldódott fel. A spira körvonala kissé lépcsőzetes. A varrat alatt keskeny váll (rámpa) található, amelynek felszíne az enyhén homorú-enyhén domború tartományban fejlődik ki. A kanyarulatok átmetszete kissé elnyúlt a varrat és a columella abapikális vége közötti irányban. A ház nyílása (apertura) félkör alakhoz közelítő, az átmérőnek megfelelő, csak enyhén ívelt oldal a szájadékperem (peristoma) belső ajka mentén található; az ív az apertura felől nézve homorú. Ezt a vonalat egy gyengén kifejlődött, éles peremű peristoma-szűkítő „lemez” határozza meg (amely egyben a családbesorolás egyik fontos bélyege). Maga a teljes peristoma megszakítás nélküli, de a parietális régióban az utolsó előtti kanyarulatra tapadt kalluszként jelenik meg. Ezen a házrészen, de az „apertura szűkítőtől” a ház belseje felé eső módon egy dudor („fog”) található a típusfajon. A columelláris ajak elülső oldala meglehetősen széles és enyhén homorú, egyes fajokon apró dudorok figyelhetők meg ezen a felületen, amelyek valószínű funkciója az éppen jelenlétük alapján feltételezhető operculum zárt állapota esetén a lélegzőrés biztosítása. A külső ajak erősen ívelt és éles peremű; lefutásában a tövissorral díszített fajok esetében törés alakulhat ki a rámpa abaxiális pereménél.

A díszítés változatos; harántbordák, vagy ráncok (hullámok) alakulnak ki a fajok többségén, amelyek a rámpa külső pereménél a legmagasabbak. Emellett különböző erősségű hosszanti (spirális) kiemelkedések (cérna, fonal, szalag jellegűek, néha karina is) vannak jelen minden faj házán. A két legerősebb spirális díszítőelem eltérő módon, de minden fajon kifejlődik a rámpa peremén és amellett. A hosszanti elemeken különböző méretű gömbölyded és növekedési irányban elnyúlt kivastagodások is kifejlődhetnek (szemcse, csomó, dudor, bütyök), ezek az erősségüknek megfelelő méretű tüskévé is módosulhatnak a rámpán és közvetlenül az alatt. A kivastagodások spirális irányban többé-kevésbé szabályosan ismétlődnek, de a sorok fázisa általában eltérő. Egymás mellé kerülve változatos formájú álbordákat hozhatnak létre, de teljesen kaotikus képet is mutathatnak.

A növekedési vonalak finomak, csak a felnőtt példányok szájadéka közelében erősödnek meg; lefutásuk prosoclin.



2. ábra. *Hungariella* KUTASSY, 1933

9 a–b: a „*Neritopsis spinosa* KUTASSY, 1927” monotípusának első ábrázolása (másolat); ez a jellegzetes példány igazolta minden kétséget kizáróan azt, hogy KUTASSY gyűjteménye részben a Magyar Természettudományi Múzeumba került. 10 a–b: a *Neritopsis pappi* KUTASSY, 1927 (a *Hungariella* típusfaja) eredeti ábrájának másolata; maga a példány elveszett a többi szüntípussal együtt. A–B: a *Hungariella kutassyi* SZABÓ, 2007 =„*Neritopsis spinosa* KUTASSY, 1927” fényképen (×1); elsődleges junior homonímia miatt az eredeti név nem alkalmazható. C–E: a *Hungariella* típusfajának kijelölt neotípusa (SZABÓ 2007), (×1). F: KUTASSY (1933, 1. tábla, 9.) által is, de más nézetben ábrázolt példány, amelyen jól látható a jellegzetes „fog” a házbelsőben, (×1)

***Figure 2.** Hungariella KUTASSY 1933*

9 a–b: copy of first figuration of the monotype for “Neritopsis spinosa KUTASSY, 1927”; this characteristic specimen doubtlessly justifies that a part of KUTASSY'S collections has got to the Hungarian Natural History Museum. 10 a–b: copied first figure of Neritopsis pappi KUTASSY, 1927 (type species of Hungariella); the specimen itself and the other syntypes lost. A–B: photos of Hungariella kutassyi SZABÓ, 2007 = ”Neritopsis spinosa KUTASSY, 1927” (×1); because of primary junior homonymy, the original name had to be replaced. C–E: figures of the neotype for the type species of Hungariella (from SZABÓ 2007), (×1). F: a figure to show the morphology of the inner denticle of a specimen, depicted also by KUTASSY (1933, Pl. 1: 9.) but in another view, (×1)

Fontos hangsúlyozni, hogy a fent említett haránt díszítő elemek nem párhuzamosak a növedékvonalakkal (nem kollabrálisak), hanem a tengellyel közel párhuzamosak (axiálisak).

Diszkusszió — Ez KUTASSY legismertebb és talán a legkevésbé problémás genusa. Sajnálatos módon, a nemzetközi és a hazai rendszertani irodalomban az ERDŐS (1946) által egy Hymenoptera genusra létrehozott junior (érvénytelen) homonimája is használatban maradt a mai napig. Az igazi *Hungariella* a Budai-hegységen kívül csak a Karavankákban fordult elő biztosan az alp-kárpáti térségben (KUTASSY 1934), emellett PAN (in YÜ et al. 1995) Kína Szecsuán tartományából publikálta a genus negyedik faját *Hungariella latosepta* PAN, 1985 néven. Ötödik faja (a Remete-hegyről) publikálás alatt áll (SZABÓ in press).

Abból, hogy KUTASSY (1927) első alkalommal még *Neritopsis* genusként azonosította későbbi új genusának két faját (*N. spinosa, N. pappi*), a fajok szintjén azonnal revíziós feladat jött létre, a „*Neritopsis spinosa*" nevet ugyanis akkor már viselte egy jura faj (HÉBERT & E. EUDES-DESLONGCHAMPS 1860). A név KUTASSY 1927-es újbóli alkalmazásában az ICZN (1999) 53.3. cikkelye értelmében elsődleges junior homonimának minősül, ezért azt az 57.2. cikkely örökre kizárja a fajra alkalmazható nevek köréből; a 60.3. cikkely pedig helyettesítési kötelezettséget ír elő. A névhelyettesítést SZABÓ (2007) végrehajtotta (*H. kutassyi*) és összekötötte a másik két *Hungariella* faj revíziójával, amelyek eredetileg ábrázolt szüntípusai nem kerültek elő [kivéve egy sérült, tévesen *H. stredae* fajként azonosított és ábrázolt, nagytermetű *Purpuroidea* példányt (KUTASSY 1933, I. tábla: 14.)]. A revízió első lépéseinek egyik eredményeként a *H. pappi* (KUTASSY, 1927) (= típusfaj) részére neotípus, a *H. stredae* KUTASSY, 1933 számára pedig lektotípus kijelölése történt meg. Újból mérlegelve az egyes héjmorfológiai bélyegek fontosságát, a kifejlődőben levő peristoma-szűkítő képződmény alapján helyesnek látszik a *Hungariella* áthelyezése a közelmúltban létrehozott Delphinulopsidae BLODGETT, FRÝDA & STANLEY, 2001 (Neritopsoidea) családba.

Parangularia KUTASSY, 1934 (Purpurinidae, Caenogastropoda) (3. ábra)

Javított leírás — Mérsékelten tornyos ház, amely enyhén homorú, pagodaszerű spira körvonallal, valamint kissé felfújt (adult) utolsó két kanyarulattal rendelkezik. A kanyarulatokat középtájon spirális szögletesség töri meg, amely felett a rámpa (váll) és az alatta található külső sáv kb. egyforma szélességű és lapított. A rámpa meglehetősen meredeken lejt kifelé, a külső oldal viszont enyhe szögben hajlik a szögletességtől a tengely irányába; ez a lejtés azonban kifejezettebb a juvenilis kanyarulatokon, és csökkenő a későbbieken. Második szögletesség fut a juvenilis házak azon vonalán, amit a következő kanyarulat varrata éppen lefed (periféria). Ez azonban fokozatosan eltűnik a növekedéssel. A bázis maga egyenletesen domború és köldöktelen. Az apertura ovális, körülötte a peristoma folyamatos; a parietális ajak és a csatlakozó kolumelláris ajakrész elvékonyodó kalluszként kiszélesedhet a bázis irányában. Széles szinusz fejlődik ki a szifócsatornánál megszokott helyen, a kolumella végénél. Ennek a korábbi házrészen hagyott nyoma lapos redőként jelenhet meg a kolumellával párhuzamosan a bázis felőli oldalon, esetleg egy sekély árok által elválasztva.

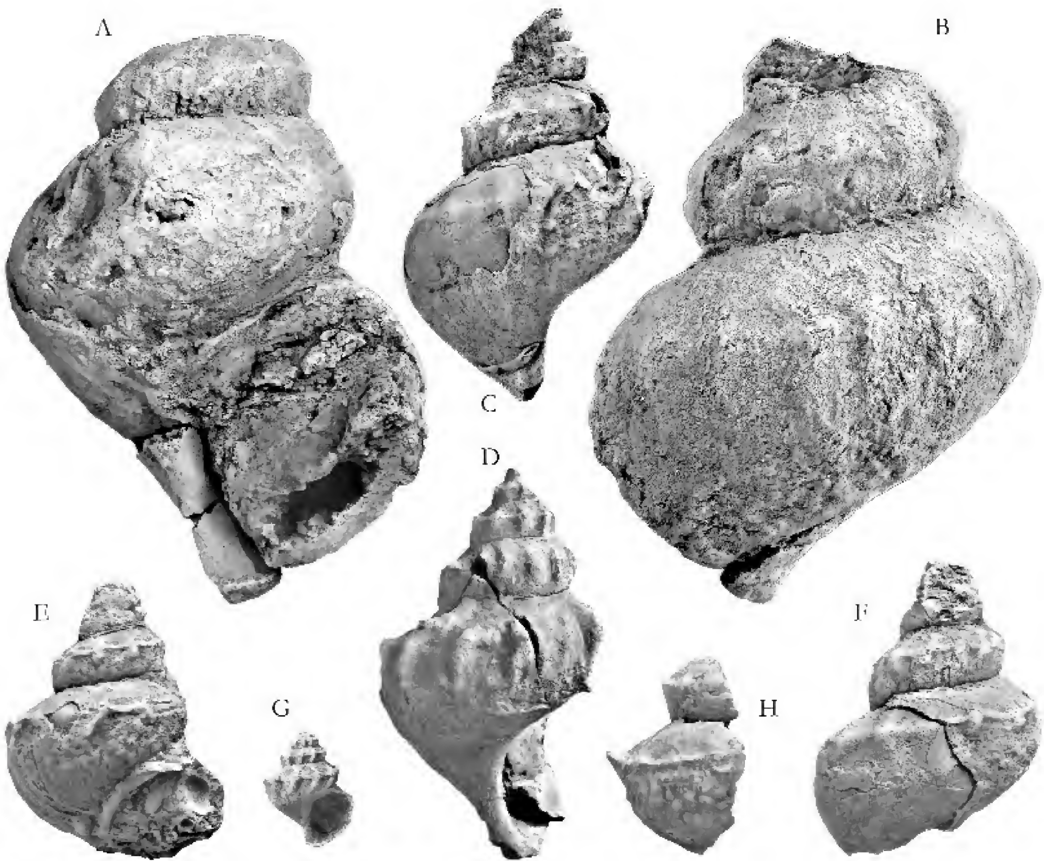
A ház legfeltűnőbb díszítése a kanyarulatok szögletességén futó egyetlen karinából és az ezt keresztező, többé-kevésbé szabályosan, az utolsó növekedési fázisban néha szabálytalanul ismétlődő bordákból áll. A bordák meglehetősen ritkák, lefutásuk kollabrális. A karina és a bordák kereszteződési pontja kihegyesedő a juvenilis kanyarulatokon, később azonban tövissé is erősödhet. A karina a ház teljes hosszában megtalálható, de a bordák gyengülhetnek, vagy hiányozhatnak is az adult házrészről, de a tövisek még az utóbbi esetben is jelen lehetnek. A tövisek „parabolikus" jellegűek legalább az utolsó két kanyarulaton, ami szakaszos növekedésre utal. A növekedési vonalak opisthocyrt lefutásúak a rámpán és gyengén opisthocyrtek a kanyarulatok külső oldalán, valamint a bázison. Az utolsó előtti kanyarulaton a karina és az alsó varrat között lapos dudorok (pustulák) kialakulása figyelhető meg, amelyek valószínűleg a bázist is beborítják, ahogy az az utolsó kanyarulaton már látható, és ahol már mammillák többé-kevésbé rendezett hálózatává erősödnek.

Diszkusszió — A genus típusfajának első, meglehetősen rossz megtartású, kőbél példányát KUTASSY (1933) a Remete-hegy faunájában találta, és a *Purpuroidea raiblensis* BLASCHKE fajjal azonosította, a már akkor felismert különbségeket pedig a „var." *hungarica* felállításával hangsúlyozta. A Karavankák Dachsteini Mészkövéből származó gastropoda-faunában KUTASSY (1934) további példányokat talált és a korábbi „varietas"-t faji rangra emelte, amelyet az ugyanakkor definiált *Parangularia* genus típusfajaként jelölt meg.

A névadás is jelzi az *Angularia* KOKEN, 1892 genussal való morfológiai rokonságot. Ebből, és a *Purpuroidea* LYCETT, 1848 genussal való összevethetőségből kézenfekvő volt WENZ (1938) döntése az együttes családbesorolásra (Purpurinidae). Ugyanakkor WENZ szubgenusi státusz lehetőségét is felveti a *Purpuroidea* genuson belül, de a házmorfológia alapján ez nem igazán indokolt.

A *Parangularia* leletei biztosak a Dunántúli-középhegységben és a Karavankákban, ezek mellett még ZAPFE (1972) is lehetségesnek tartotta észak-alpi előfordulását egy azonosíthatatlan lelet elemzése közben.

Egy ismeretlen gyűjtő jó megtartású példányai (3. ábra) alapján a *Parangularia hungarica* (KUTASSY, 1933) házának legtöbb részlete jól demonstrálhatóvá vált, és alátámasztható mind a faj, mind pedig a genus kijelölésének a helyessége.



3. ábra. *Parangularia hungarica* (KUTASSY, 1933), a KUTASSY (1934) által kijelölt genus típusfaja

A holotípus (monotípus) melletti új példányok segítségével jól demonstrálható a házak változása az egyedfejlődés során csakúgy, mint a variabilitás. Az összes bemutatott példány gyűjtője ismeretlen. Nagyítás: ×1. – A–B: az először „*Purpuroidea raiblensis* BLASCHKE var. *hungarica* KUTASSY, 1933"-ként leírt faj holotípusa; felnőtt példány utolsó két kanyarulata aperturális és hátoldali nézetben; C–H: fiatal példányok a variabilitás szemléltetésére: markáns, szabályos bordázat (C–D); szabálytalanná váló bordázat (E–F); mindig szabályos bordázat a juvenilis házon (G); gyenge bordák, és egy az adult kanyarulatok bordáin ismétlődő tövisek közül (H), amelyeknek általában csak a sebhelye marad meg

Figure 3. *Parangularia hungarica (KUTASSY, 1933), type species of the genus, assigned by KUTASSY (1934)*

The holotype (monotype) and some new specimens demonstrate the ontogenetic changes of the shells and also the variability. All specimens are from unknown collectors, magnification: ×1. – A–B: the holotype, first described as "Purpuroidea raiblensis BLASCHKE var. hungarica KUTASSY, 1933"; the penultimate and the last whorl of an adult specimen in apertural and dorsal view. C–H: young specimens to demonstrate the variability: shell with marked costae (C–D); ribbing changes subregular (E–F); ribs are every time regular on juvenile shell (G); weak ribs and one of the spines (H), which are repeated on the top of all costae but usually their scars remain preserved

A fauna jellemzése

A faunán korábban dolgozó szerzők egybehangzó véleménye az, hogy a megtalált együttes határozottan paleozoos jellegű. Az állítás már az „eredeti" faunalistára tekintve is túlzó, de ma már egyáltalán nem állja meg a helyét. Nyilvánvaló az, hogy a perm végi krízis után a kora-triász faunák felépülése a paleozoos túlélők sikeres csoportjainak a diverzifikációjával indult. Sokuk leszármazottai látszólag jelentős változások nélkül éltek tovább a késő-triászig és előfordulnak a Dachsteini Mészkőben is. Az utóbbi évtizedekben elterjedt új kutatási módszerek azonban lényegesen megnövelték a gastropoda-osztályozás felbontóképességét. Az új eredmények nyomán a klasszikus rendszerek nagycsoportjai mellett azok részei is gyakran új értelmezést kaptak. Az új módszerek (SEM, DNS analízis, óriásmátrixú, számítógépes kladisztikai elemzések) és új felfedezések nyomán számos esetben módosultak a korábban vélt rokonsági kapcsolatok és az új faunák feltárásával a taxonok története is változott. Ennek egyik következményeként tovább nőtt a triász eredetű magasabb rendszertani csoportok aránya is a vizsgált faunában.

A változások az I. táblázat jobb oldalának vázlatos rendszerében is megjelennek. Ezek közül a nem specialista olvasó számára valószínűleg az a legfeltűnőbb, hogy részben hiányoznak a magasabb rendszertani csoportoknak

a tanulmányok során és a korábbi irodalomban megszokott nevei, vagy a tartalmuk megváltozott. Az Archaeogastropoda THIELE, 1925 rend ma alosztály szintű csoport a paleontológusok értelmezésében, de a neontológusok számára ez nem elfogadható, és a helyette a Vetigastropoda SALVINI–PLAVÉN, 1980 rend tartalmazza az ősi típusú gastropodáknak nagyjából azt a részét, amelyben a héj anyaga lényegében gyöngyház és/vagy a lágytestben a kopoltyú páros. Az Archaeogastropoda rend eredeti értelmezés szerinti másik nagy csoportja ma a Neritaemorphi KOKEN, 1896 alosztályba tartozik, ahol a meghatározó héjréteg már keresztezett lamellás aragonit. A két „utódcsoport" a korai egyedfejlődés (protoconch morfológia), a lágytestfelépítés, szaporodás mellett még számos biológiai és alaktani különbséget is mutat. PONDER et al. (2008) tanulmánya szerint a Neritaemorphi a leszármazási kapcsolatokat vizsgálva a hasonló héjszerkezetű Caenogastropoda COX, 1959 (= Mesogastropoda THIELE, 1925 + Neogastropoda WENZ, 1938) alosztály testvércsoportjaként („sistergroup") különül el a kladisztikus osztályozási mód többféle megközelítésével is a Vetigastropodától. Ugyanezzel a módszerrel a korábban az archaeogastropodák közé sorolt *Patella*-félék pedig ma Patellogastropoda LINDBERG, 1986 néven nem kategorizált rendszertani egységbe („clade") kerültek. Ezt a biológusok az összes többi csiga nagycsoportjával egyenrangú leszármazási egységként („sistergroup") kezelik (függetlenül attól, hogy fosszilis anyag alapján ez az állítás nem támasztható alá; kétségtelen Patellogastropoda leletek csak a triásztól ismertek).

A budapesti faunában az Archaeogastropoda alosztályhoz tartozó hét család közül csak kettő rendelkezik paleozoos genusokkal is. Az öt Neritaemorphi család közül kettő ismert a paleozoikumtól (a fajok csaknem fele-fele arányban oszlanak meg közöttük). A Caenogastropoda valamennyi (8) listázott családja a triásztól ismert. Összesítve tehát a paleozoos+mezozoos (4) és a triászban megjelenő (16) család arány inkább mezozoos jelleget ad a faunának. A „jövő előhírnöke", a Maturifusidae jelenléte pedig csak erősíti ezt a megállapítást.

Még erőteljesebben nyilvánul meg a mezozoos jelleg a genusok rétegtani elterjedését alapul véve, amit a gyakorisági viszonyok is nyomatékosítanak; a rendelkezésre álló anyagban a *Hungariella* (késő-triász) a legnagyobb példányszámú genus. A (közel) azonos korú, teljesen feldolgozott, sekélyvízi faunákkal való összehasonlítások szerint (l. alább) ez egyedülálló annyiban, hogy nem a Caenogastropoda alosztályból kerül ki a faunára legjellemzőbb család és genus.

A kevés hasonló korú publikált faunával való összevetés megkérdőjelezi egy másik, közhelyszerű paleobiogeográfiai jellegű megállapítás általános érvényét is, miszerint a triász faunák világszerte meglehetősen egyveretűek. Kétségtelen tény, hogy a viszonylag jól feldolgozott alpi gastropodák klasszikus monográfiáinak genusnevei uralják a világ többi részének a faunalistáit is, ami arra enged következtetni, hogy egy viszonylag szűk túlélői körből indult a (sekély)tengerek újbóli benépesedése a perm végi kihalás után. Az erőteljes középső-triász diverzifikáció során azonban már valamennyi fontos palaeobiogeográfiai térségben kialakultak az önálló jellegek. A késő-triászban a gastropoda-faunák már a Paleotethysen belül sem „egyveretűek".

A mai napig érvényes BARTKÓ (1939) megállapítása, hogy az alpi triász leggazdagabb nori gastropoda-faunája került elő a Budai-hegységből, ennélfogva jó összehasonlítási alapot képez. A közelben a Karavankák Dachsteini Mészkövének jóval szegényebb faunája (KUTASSY 1934) mutatja a legnagyobb hasonlóságot, de a különbségek is szembetűnők. Az a körülmény, hogy a Budai-hegységben előkerült fajok mintegy harmad része másutt még nem fordul elő — és ezzel bizonyos endemikus jelleg tulajdonítható a faunának —, még értelmezhető a megkutatottság alacsony fokával. Az emiatt mutatkozó különbségek könnyen változhatnak. Feltűnő azonban, hogy az alpi térségben a kevéssel idősebb és ugyancsak platformhoz köthető, sekélyvízi környezetben képződött St. Cassiani Formáció karni rétegeiből ismertetett közel 400 (!) fajból álló fauna több tucatnyi újonnan felismert genusában és családjában megnyilvánuló evolúciós robbanás nyomai nem érzékelhetők a Dachsteini Mészkő faunájában (irodalom l. http://www.palaeontologische-gesellschaft.de/palges/bandel/). A jelenség oka további kutatást igényel.

Az alp-kárpáti térségből kitekintve más jellegű eltérések jelentkeznek. A Paleotethys területéről Iránból állnak rendelkezésre a legközelebbi, korszerűen feldolgozott késő-triász fauna adatai (NÜTZEL & SENOWBARY–DARIAN 1999); a gastropodák többsége a rétegsor rhaetinek tartott zátonymészkövéből került elő. A 29 fajból álló fauna genusai az alpi térségbeliekkel közösek, de a fajok közül már csupán nyolc azonosítható — többnyire nyílt névadással — az európaiakkal. Közülük egyedül a *Trachynerita quadrata* közös a budapesti faunával. A fauna arculatát Caenogastropoda genusok határozzák meg, közülük a leggyakoribb (≈25%) a *Protorcula* KITTL, 1894 (Protorculidae), mellette még a *Rhynchocerithium* COSSMANN, 1906 és a *Xystrella* COSSMANN, 1906 (Procerithiidae), valamint az *Anulifera* ZAPFE, 1962 (Protorculidae) gyakori; egyikük sincs jelen a budapesti faunákban.

A Paleotethys távolabbi területeinek szórványos adatai faji szinten nem mutatnak közös elemet a budapesti faunával. A faunisztikai kapcsolatok tekintetében azonban figyelemre méltó a *Hungariella* genus dél-kínai (Szecsuán-tartomány) előfordulása (YÜ et al. 1995), amely egyedüli az alp-kárpáti térségen kívül.

Az észak-amerikai kontinensről a szórványos adatok mellett a Wallowa-terrénum (USA: Washington, Montana és Idaho államok hármashatárának környéke) területéről — ami a Panthalassa egy mikrokontinense volt a késő-triászban —, áll rendelkezésre korszerű adatforrás (NÜTZEL & ERWIN 2004). Az igen gazdag és változatos késő-nori faunát (66 faj, 1954 példány) a *Cryptaulax* TATE, 1869 (Procerithiidae) dominanciája jellemzi; hat fajából az egyik egyedül is a példányok több, mint 56%-át adja. NÜTZEL & ERWIN (2004) valószínűsíti, hogy a Paleotethys K-i végein és a Panthalassa

csatlakozó részeiben lehetett a Procerithidae evolúciós centruma. Ennek a faunának egy másik jellegzetessége, hogy a jurában fontossá váló taxonok (pl. Proconulidae) korai előfordulása is megfigyelhető benne. A budapesti faunából ezek a csoportok teljesen hiányoznak.

A dél-amerikai kontinensen a perui Pucara Formáció gazdag nori gastropoda-faunája (HAAS O. 1953, BANDEL 1994) nyújt további összehasonlítási lehetőséget. Ennek az együttesnek a sajátossága abban nyilvánul meg, hogy a Procerithiidae (Caenogastropoda) nagy változatossága és gyakorisága mellett a Cylindrobullinidae (Opisthobranchia) is hasonló szerepet tölt be a faunában. Ez utóbbi jellemző teljesen egyedülálló az összehasonlított faunák körében.

A DNy-i Pacifikumból kevés információ áll rendelkezésre, de BEGG & GRANT–MACKIE (2003) a Pleurotomariidae (s. s.) változatos jelenlétét dokumentálta Új-Zéland és Új-Kaledónia középső- és felső-triász rétegeiből. Ez a család az összes többi említett térségből hiányzik, ami ugyancsak a csigák előrehaladott késő-triász provincializmusát bizonyítja.

Összefoglalás

Ez a cikk egy revíziós helyzetjelentés, annak előrehaladott állapotában, de a szerző nem titkolt másik (talán fontosabb) célja az eredeti gyűjtemény eddigi sorsa miatt — amely sajnos nem egyedi —, ébredt aggodalom nyomán a figyelemfelkeltés a hasonló esetek elkerülése érdekében.

Úgy látom, hogy a megőrzéssel kapcsolatos gondolatoknak aktualitást adnak napjaink változásai is, amelyek következtében a földtan területén még működő intézmények egy részében a létezési gondok között a gyűjtemények fenntartása és gondozása növekvő teherként jelenik meg. Pedig, a rájuk épített kutatásokkal már értéket kapott gyűjteményeknek a sorsa, a következő nemzedékek számára történő megőrzése bármilyen körülmények között fontos kell, hogy legyen mindannyiunk számára. A még feldolgozatlan gyűjteményekre is érvényes a rendkívül könnyen belátható igazság, mégis ki kell itt is mondani: a megsemmisült, elveszett fosszília nem jön létre ismét, helyettesítése gyakran megoldhatatlan. Csaknem ugyanolyan értékvesztést jelent, ha a hozzájuk tartozó dokumentáció keveredik, hiányossá válik, vagy elveszik (a gondolat könnyen kiterjeszthető más jellegű anyagvizsgálatra alapozó szakterületekre is).

A publikált őslénytani gyűjtemények akkor is kiemelten védendő értékek, ha nem tartalmaznak nevezéktani típusokat, egyszerűen azért, mert a darabjai *bizonyító erejű tárgyi dokumentumokká* minősültek át. Megőrzésük lehetővé teszi a rájuk alapozott eredmények ellenőrzését és — ha szükséges —, korrekcióját. Ha azonban egy gyűjtemény taxonómiai típusokat is tartalmaz, akkor már a hazai szakmai testületeink által is elfogadott nemzetközi megállapodások — amelyek a nevezéktani kódexekben egyetemes szabályokként és ajánlásokként nyertek megfogalmazást —, valamennyi paleontológusra, és őslénytani gyűjteményért bármilyen módon felelős személyre is kötelezettségeket rónak. Azzal pedig, hogy egy ősmaradvány típussá lesz, a Kódex globális jelentőséggel ruházza fel, azaz kimondatlanul *a tudományos világörökség részévé válik.*

A Zoológiai Nevezéktan Nemzetközi Kódexe (ICZN) már korai állapotában is alaposan tárgyalja a típusok szerepét, kijelölésük szabályait, illetve korábbi létrejöttük módozatait. Ajánlásokat fogalmaz meg azok gyűjteményi megjelölésére és védelmükkel kapcsolatban is. Mivel KUTASSY egyik munkájában sem jelölt ki típusokat, új fajainak a leírásához felhasznált összes példánya szüntípussá vált. Az ilyen helyzet pedig már fokozott gondoskodási kötelezettséget ró a gyűjteményt birtokló (feldolgozó) személyre, az anyagot őrző intézményre, és ez a szabály már KUTASSY gyűjteményének elhanyagolása idején is érvényben volt. Emellett az őslénytan kezdetei óta létezik az az íratlan szakmaetikai szabály, amely ugyanezt követeli meg. Mégis, KUTASSY és több más, neves paleontológus elődtípusai is „felelős" vezetői döntés, illetve mulasztás következtében, anyagi és emberi erőforrások hiányára hivatkozva méltatlan sorsra jutottak.

Hasonló esetek elkerülésére szabad legyen emlékeztetnem arra, hogy a nemzeti tudományos-kulturális infrastruktúra részeként a tárgyi természeti örökség megőrzésére hivatott intézmények (Múzeumok) is rendelkezésre állnak. Ezekben a veszélyeztetett gyűjtemények véglegesen, vagy — a tulajdonjog megtartásával —„letét"-ként, ideiglenesen is elhelyezhetők.

Maga a fauna azon túl, hogy élettörténeti dokumentumok sokaságának tekinthető, fontos földtani-fejlődéstörténeti jelentőséggel is bír. A rendszertani összetétel olyan egyedi vonásokkal rendelkezik, amely nemcsak a távoli térségek, de az alpi triász feltehetően közeli ősföldrajzi helyzetű területein élt faunák egy részétől is eltérő fejlődési irányokat mutat; ennek többféle kiváltó oka lehet. A revízióval a kutatás folytatásának a modern rendszertani alapja teremtődik meg.

Köszönetnyilvánítás

Köszönöm mindazoknak, akik KUTASSY megmaradt anyagának megtalálásában segítettek, és munkássága történetének megismeréséhez adalékokkal járultak hozzá. Köszönöm továbbá HAAS János és SZENTE István lektori segítségét a cikk jobbítása érdekében.

A revízió elvégzését az Országos Tudományos Kutatási Alapprogramok (T 042739) támogatása segítette.

Irodalom — References

BANDEL, K. 1988: Repräsentieren die Euomphaloidea eine natürliche Einheit der Gastropoden? — *Mitteilungen des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Hamburg* **67,** 1–33.

BANDEL, K. 1994: Comparision of Upper Triassic and Lower Jurassic gastropods from the Peruvian Andes (Pucará Group) and the Alps (Cassian Formation). — *Palaeontographica*, [A] **233,** 127–160.

BANDEL, K. 2007: Description and classification of Late Triassic Neritimorpha (Gastropoda, Mollusca) from the St. Cassian Formation, Italian Alps. — *Bulletin of Geosciences* **3,** 215–274.

BANDEL, K. 2009: The slit bearing nacreous Archaeogastropoda of the Triassic tropical reefs in the St. Cassian Formation with evaluation of the taxonomic value of the selenizone. — *Berliner paläobiologische Abhandlungen* **10,** 5–47.

BARTKÓ, L. 1939: Fusus noricus nov. sp. a remetehegyi dachstein mészkőből. (Fusus noricus n. sp. aus dem Dachsteinkalkstein des Remeteberges.) — *Földtani Közlöny* **69,** 196–198.

BEGG, J. G. & GRANT–MACKIE, J. A. 2003: New Zealand and New Caledonian Triassic Pleurotomariidae. — *Journal of the Royal Society of New Zealand* **33/1,** 223–268.

BÉRCZINÉ MAKK, A. 1969: A fazekas-hegyi felsőtriász ammonoideák (Die obertriadischen ammonoiden des Fazekas-Berges). — *Földtani Közlöny* **99,** 351–367.

BLODGETT, R. B., FRÝDA J. & STANLEY, G. D. 2001: Delphinulopsidae, a new neritopsoidean family from the Upper Triassic (Upper Carnian to lower Norian) of the Wallowa terraine, northeastern Oregon. — *Journal of Czech Geological Society* **46,** 307–318.

BOUCHET, P. & ROCROI, J.–P. 2005: Classification and Nomenclator of Gastropod Families. — *Malacologia* **47,** 1–397.

ERDŐS, J. 1946: Genera nova et species novae Calcioidarum (Hym.). (Figura 14 originales in textu.) — *Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici* **39,** 131–165.

GÓCZÁN F. 1961: A dunántúli és az alpi csigafaunák rétegtani értékelése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **59/2,** 303–312.

GRÜNDEL, J. 2000: Archaeogastropoda aus dem Dogger Norddeutschlands und des nordwestlichen Polens. — *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen* [E] **34,** 205–253.

GRÜNDEL, J. 2008: Remarks to the classification and phylogeny of the Ataphridae Cossmann, 1915 (Gastropoda, Archaeogastropoda) in the Jurassic. — *Neues Jahbuch für Geologie und Paläontologie*, [Abhandlungen] **250/2,** 177–199.

HAAS, J. (ed.) 2004: *Magyarország geológiája. Triász.* — ELTE, Eötvös Kiadó, Budapest, 384 p.

HAAS, O. 1953: Mesozoic invertebrate faunas of Peru. — *Bulletin of the American Museum of Natural History* **101,** 1–328.

HEBERT, E. & DESLONGCHAMPS, E. 1860: Mémoire sur les fossiles de Montreuil–Bellay (Maine-et-Loire). — *Bulletin, Société linnéenne de Normandie* **5,** 153–240, Pls 1–9.

ICZN (International Commission on Zoological Nomenclature) 1999: *International Code of Zoological Nomenclature.* — Fourth Edition, XXIX+306 p., London (International Trust for Zoological Nomenclature); http://www.iczn.org/iczn/index.jsp.

KNIGHT, J. B., COX, L. R., KEEN, A. M., SMITH, A. G., BATTEN, R. L., YOCHELSON, E. L., LUDBROOK, N. H., ROBERTSON, R., YONGE, C. M. & MOORE, R. C. 1960: *Mollusca—General features, Scaphopoda, Amphineura, Monoplacophora, Gastropoda—General features, Archaeogastropoda and some (mainly Paleozoic) Caenogastrpoda and Opisthobranchia* – In: MOORE, R. C. & PITRAT, C. W. (eds): *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part I, Mollusca 1.* — The University of Kansas Press, Lawrence, XXIII+351 pp.

KOKEN, E. 1897: Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. — *Abhandlungen der Kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt* **17,** 1–112, Taf. I–XXIII.

KRYSTIN, L. 2008: Excursion 1. The Hallstatt pelagics — Norian and Rhaetian fossillagerstaetten of Hallstatt. — *Berichte der Geologische Bundesanstalt* **76,** 81–116.

KUTASSY, A. 1927: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Alpinen Triasschichten in der Umgebung von Budapest. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **27,** 107–175, Taf. 1–6.

KUTASSY A. 1933: Újabb adatok a Budapest környéki dachsteini mészkő faunájának ismeretéhez. (Weitere Beiträge zur Kentniss der Fauna des Dachsteinkalkes in der Umgebung von Budapest.) — *Matematikai és Természettudományi Értesítő* **49,** 222–250, Taf. 1–2.

KUTASSY A. 1934: A nori dachsteinmész faunája Szt. Annán Neumarktl közelében (Felső Krajna) [Die Fauna des norischen Dachsteinkalkes von St. Anna bei Neumarktl (Oberkrain)]. — *Földtani Közlöny* **56/4–6,** 65–81, Taf. 2–4.

KUTASSY A. 1936: Fődolomit és Dachsteinmészkő faunák a Budai hegységből. (Faunen aus dem Hauptdolomit und Dachsteinkalk des Budaer Gebirges). — *Matematikai és Természettudományi Értesítő* **54,** 1006–1050, Taf. 11–13.

KUTASSY, A. 1940: Glossophora triadica II. — *Fossilium Catalogus. I: Animalia* **81,** 1–477.

LADD, H. S. 1982: Cenozoic fossil mollusks from Western Pacific Islands; Gastropods (Volutidae through Terebridae). — *United States Geological Survey Professional Paper* **1171,** 1–100.

MONARI, S., CONTI, M. A. & SZABÓ, J. 1996: Evolutionary systematics of Jurassic Trochoidea: the family Colloniidae and the subfamily Proconulinae. — In: TAYLOR, J. (ed.): *Origin and evolutionary radiation of the Mollusca.*, Oxford University Press, 392, 199–204.

NÜTZEL, A. 2002: An Evaluation of the Recently Proposed Palaeozoic Gastropod Subclass Euomphalomorpha. — *Palaeontology* **45/2,** 259–266.

NÜTZEL, A. & ERWIN, D. 2004: Late Triassic (Late Norian) gastropods from the Wallowa Terrane (Idaho, USA). — *Paläontologische Zeitschrift* **78/2,** 361–416.

NÜTZEL, A. & SENOWBARY–DARIAN, B. 1999: Gastropods from the Triassic (Norian–Rhaetian) Nayband Formation of Central Iran. — *Beringeria* **23,** 93–132.

ORAVECZNÉ SCHEFFER A. 1987: A Dunántúli-középhegység triász képződményeinek foraminiferái. — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **50,** 1–78, 98 tábla.

PÁLFY, M. 1920: Tenger alatti forrás lerakódások a budapesti triászkorú képződményekben. (Submarine Quellablagerungen in den Triasbildungen von Budapest.) — *Földtani Közlöny* **50,** 14–20; (99–105).

PCHELINCEV, V. F. & KOROBKOV, I. A. 1960: *Osnovy paleontologii. Molljuski–Brjuchonogie.* — Moszkva, 360 p.

PONDER, W. F., COLGAN, D. J., HEALY, J. M., NÜTZEL, A., SIMONE, L. R. L. & STRONG, E. E. 2008: Caenogastropoda. — In: PONDER, W. F. & LINDBERG, D. L. (eds): *Phylogeny and evolution of the Mollusca.* — University of California Press (Berkeley, Los Angeles, London), 331–383.

RAKÚS, M. 1993: Late Triassic and Early Jurassic Phylloceratids from the Salzkammergut (Northern Calcareous Alps). — *Jahrbuch der Geologische Bundesanstalt* **136/4,** 933–963.

SZABÓ, J. 2007: Initial notes to a revision of Late Triassic gastropods from Budapest (Hungary): *Hungariella* KUTASSY, 1933. — *Fragmenta Palaeontologica Hungarica* **24–25,** 69–75.

SZABÓ, J. in press: Corrections to three gastropod genera, established by KUTASSY on Late Triassic type species from Dachstein Limestone localities of Budapest (Hungary). — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* [Abhandlungen].

SZABÓ, J., CONTI, M. A. & MONARI, S. 1993: Jurassic gastropods from Sicily; new data to the classification of Ataphridae (Trochoidea). — *Scripta Geologica*, [Special Issue] **2,** 406–416.

VADÁSZ, E. 1920: *Die stratigraphische Stellung des Dachsteinkalkes in der Umgebung von Budapest.* — Ethica, Budapest, 5 p.

WENZ, W. 1938–44: *Gastropoda. Teil 1: Allgemeiner Teil und Prosobranchia.* — In: SCHINDEWOLF, O. H.: *Handbuch der Paläozoologie*, Band 6, Berlin, Borntraeger, 1639 p.

YÜ, W., PAN, H. & WANG, H. 1995: Fossil gastropods from E. Xizang, W. Sichuan and W. Yunnan. — In: *Stratigraphy and Paleontology in W. Sichuan and E. Xizang, China; part 3.* Science and Technique's publishing of Sichuan, 151–181, Pls I–VIII., (in Chinese with English abstract).

ZAPFE, H. 1972: *Cornucardia hornigii* (Bittner) in einer „Dachsteinkalk-Fazies"der Nordalpen. — *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien* **76,** 587–604.

Kézirat beérkezett: 2010. 05. 16.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

141/3, 233–250., Budapest, 2011

A Dél-Dunántúl kréta szubvulkáni testeinek koráról paleomágneses mérések alapján

BALLA Zoltán[1], MÁRTONNÉ SZALAY Emő[2], GULÁCSI Zoltán[1]

[1] Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14., balla@mafi.hu, gulacsi@mafi.hu
[2] Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, 1145 Budapest, Kolumbusz u. 17–23., paleo@elgi.hu

The Age of the Cretaceous Subvolcanic Bodies from South Transdanubia (Hungary), Based on Palaeomagnetic Measurements

Abstract

The palaeomagnetic results obtained from a collection of new samples taken from South Transdanubia partly confirmed earlier interpretations, but also presented the opportunity for further development of the earlier picture. In this process new support was given to the following statements:

—Palaeomagnetic directions for the “Lower Cretaceous” subvolcanic bodies are much more consistent with no tilt correction than with it. Hence, they are obviously younger than the mid-Cretaceous folding. The Mórágy dykes cut crystalline rocks and their directions are ab ovo without any correction. These directions are consistent and fit well the declination trend of the Mecsek rocks.

—On the basis of geological observations from the Villány Hills the folding took place after the Albian. Therefore, the subvolcanic activity could not have taken place in the Early Cretaceous. Regional considerations fix this magmatism at the beginning of the Late Cretaceous. Palaeomagnetic directions from the Lower Cretaceous effusives, after tilt correction, correspond to those from the sediments; thus they are older than the folding. Since the effusive and subvolcanic activities are separated by the mid-Cretaceous folding, they cannot be the products of the same magmatism.

—Palaeomagnetic directions of the Mecsek and Mórágy subvolcanic bodies imply two significant rotations. The older of these moved in an anti-clockwise direction and started after the Albian. The younger rotation was clockwise and commenced after the intrusion of the Miocene Komló Andesite. The declinations which are observable in the present-day position are resultants of the two opposite rotations.

In the earlier interpretation, the older rotation was conceived as a simple, significant, ≈90° rotation. The increased number of data made it possible to further develop this concept, given that the available data set points to a gradual change from ≈0° till ≈90°. In other words, most of the subvolcanic bodies were intruded during the rotation towards the west, not after it. This is because their present-day declination is less than the maximum eastern declinaton (≈90°), which is displayed by the Komló Andesite. The smeared distribution of the declinations makes it possible to determine the succession of the intrusive bodies: the oldest of these are the ones with the minimum declination; the youngest are represented by those with the maximum eastern declination.

The newly-obtained palaeomagnetic direction from the Máriagyűd (Villány Hills) dyke does not show any evidence of rotation. This direction is clearly younger than the folding. This circumstance constrains the relation between the Máriagyűd dyke and the Mecsek and Mórágy subvolcanic bodies — i.e. the former is either older than the Mecsek and Mórágy rocks or synchronous with the oldest of them.

From the above results the following palaeotectonic conclusions can be drawn:

—After the mid-Cretaceous folding, South Transdanubia (and probably of the whole of the Tisza Unit) rotated towards the west relative to Europe (supposedly in Late Cretaceous). This rotation took place during the subvolcanic activity in the Mecsek–Mórágy area.

—The magmatism which fixed the rotation should be incorporated into the palaeotectonic syntheses. In the last two decades the rotation has been accepted in the framework of these syntheses but without taking into account the Late Cretaceous alkali rift magmatism which actually dates this rotation.

—The post-subduction origin of the lamprophyric magmatism of the Villány Hills should be integrated into one extensional palaeotectonic model. An explanation should be found for the existence of two different types of the upper mantle in two magmatic areas. These areas are situated at a distance (30 km) from each other; this is several times smaller than the supposed depth of the magma generation.

Keywords: Cretaceous, interpretation, intrusive rocks, Mecsek, palaeomagnetic declinations, rotations, tectonics, Villány

Összefoglalás

A Dél-Dunántúlon vett újabb minták paleomágneses vizsgálata részben megerősítette, részben tovább fejlesztette a korábbi eredményeket. Megerősítette a következőket:

— A mecseki „alsó-kréta" szubvulkáni testek paleomágneses irányai dőléskorrekció nélkül jóval konzisztensebbek, mint dőléskorrekcióval, tehát minden bizonnyal fiatalabbak a kréta közepi gyűrődésnél. Ezzel összhangban van az, hogy a kristályos kőzetekben települő mórágyi telérek eleve dőléskorrekció nélküli irányai — egymás között kiválóan egyezve — jól illeszkednek a mecsekiek trendjébe.

— A gyűrődés a villányi-hegységi adatok alapján az albai után történt, vagyis a szubvulkáni tevékenység nem történhetett a kora-krétában. Regionális megfontolások alapján ezt a magmatizmust a késő-kréta elejére tehetjük. A biztosan alsó-kréta effuzívumokból kapott paleomágneses irányok viszont dőléskorrekció után egyeznek az üledékekből kapottakkal, tehát idősebbek a gyűrődésnél. Az effuzív és a szubvulkáni tevékenységet tehát időben elválasztja egymástól a kréta közepi gyűrődés, a kettő nem lehet egyazon magmatizmus terméke.

— A mecseki és mórágyi szubvulkáni kőzetek paleomágneses irányai két jelentős elfordulást rögzítenek. Közülük az idősebb, óramutató járásával ellentétes irányú, az albai után, a fiatalabb, óramutató járásával megegyező irányú, a miocén Komlói Andezit benyomulása után kezdődött. A mai helyzetben észlelhető deklinációk a két, ellentétes irányú elfordulás eredői.

Korábban úgy véltük, hogy az idősebb elfordulás ≈90°-os, egyszeri, jelentős esemény volt. A nagyobb adatszám lehetővé tette, hogy tovább fejlesszük ezt a megállapításunkat. Eszerint a paleomágneses irányok nem egyszeri, jelentős, elfordulást rögzítenek, hanem fokozatos irányváltást ≈0°-tól ≈90°-ig. Más szóval a szubvulkáni kőzetek nagy része nem az elfordulást követően, hanem a nyugati elfordulás idején nyomult be, mert a jelenlegi helyzetében mért deklinációja kisebb, mint az a maximális keleti deklináció (kb. 90°), amelyet a Komlói Andezit mutat. Lehetségessé válik tehát, hogy e képződmények sorrendjét meghatározzuk: legidősebbek a legkisebb, és legfiatalabbak a legnagyobb keleti deklinációt mutató kőzettestek.

Új eredmény a máriagyűdi (Villányi-hegység) telér paleomágneses iránya. Ez az irány jól kimutathatóan gyűrődés utáni, ami ezt a telért a mecseki és mórágyi szubvulkáni képződményekkel rokonítja. A máriagyűdi paleomágneses irány azonban nem mutat elfordulást, ebből következően ez a telér a mecseki-mórágyi kőzeteknél vagy korábban (de még a késő-krétán belül), vagy azok legidősebbjeivel egy időben keletkezett.

Eredményeinkből az alábbi paleotektonikai következtetések adódnak:

— A Dél-Dunántúl (és valószínűleg az egész Tiszai-egység) a kréta közepi gyűrődést követően (feltehetően a késő-krétában) nyugatra fordult el Európához képest, s ez az elfordulás a mecseki-mórágyi szubvulkáni tevékenység alatt játszódott le.

— Az elfordulást rögzítő magmatizmust be kellene építeni a paleotektonikai szintézisekbe, amelyek az utóbbi két évtizedben az elfordulást elfogadják, de az azt rögzítő késő-kréta rift jellegű alkáli vulkanizmustól eltekintenek,

— A villányi — lamprofíros — magmatizmus poszt-szubdukciós eredetét egyazon paleotektonikai modellbe kellene integrálni a felnyílással. Magyarázatot kellene találni arra, hogyan lehetséges közel ugyanabban az időben különböző felső köpeny létezése két olyan magmás területen, amelynek távolsága ma a magmaképződés mélységének töredékét — mindössze 30 km-t — kitevő távolságban van.

Tárgyszavak: értelmezés, intruzívumok, kréta, Mecsek, paleomágneses deklinációk, rotációk, tektonika, Villány

Bevezetés

A Dél-Dunántúl alábbi körzeteiben ismeretesek szubvulkáni telérek: a Keleti-Mecsekben, a Nyugati-Mecsekben és a Villányi-hegységben. E felosztásban a Mórágyi-rög telérkőzeteit (a korábbi kutatókhoz hasonlóan) együtt tárgyaljuk a Keleti-Mecsekben lévőkkel.

A Keleti-Mecsekben széleskörűen elterjedtek a „pikrites bazaltmagmából származó, az alkálibazalttól trachibazaltokon és tefriteken át a fonolitig terjedő differenciációs sorozatot alkotó vulkáni és szubvulkáni megjelenésű" kőzetek, amelyeket BILIK (1996) Mecsekjánosi Bazalt Formáció néven különített el, és amelyekről úgy vélte, hogy „a késő-jurától a kora-krétáig terjedő időintervallumban keletkez-[tek]". Az összevonást az anyagi összetétel jellegzetességei alapján annyira magától értetődőnek vette, hogy — elődeire (pl. PANTÓ 1961) támaszkodva — külön nem is indokolta.

A rétegsorban alulról fölfelé az alábbi négy egységet különítette el:

— Singödöri Bazalt Tagozat,
— Balázsormai Tefrit Tagozat,
— Szamárhegyi Fonolit Tagozat,
— Kisbattyáni Bazalt Tagozat.

A *Singödöri Bazalt Tagozat* helyzete világos: feküjében a középső-titon–alsó-valangini (NAGY 1996) Márévári Mészkő Formáció, fedőjében a felső-valangini–barrémi (CSÁSZÁR 1996b, c) Magyaregregyi Konglomerátum és Apátvarasdi Mészkő Formáció, illetve az alsó-valangini–hauterivi (BILIK & CSÁSZÁR 1996) Hidasivölgyi Márga Formáció települ. Felső korhatára tehát valahol a kora-valangini és a barrémi közé tehető. Ha figyelembe vesszük az „ujjas összefogazódásokat" a „Mecsekjánosi Bazalt különböző tagozataival" (CSÁSZÁR 1996b), s e tagozatok közé a Singödöri Bazalt Tagozatot is odaértjük, a felső korhatárt inkább az említett intervallum felső részébe helyezhetjük.

A *Balázsormai Tefrit Tagozatot* BILIK (1996) lényegileg a Singödöri Bazalt Tagozat felső részével korrelálta, és fedőjeként ugyanazokat a képződményeket nevezte meg, megjegyezve, hogy a két tagozat terepi elhatárolásához „kőzettani vizsgálat és kémiai elemzés szükséges". Más szóval a terepi elhatárolás nehézségekbe ütközik.

A *Kisbattyáni Bazalt Tagozat* részben a Magyaregregyi Konglomerátum Formáción belül, részben afölött települ. A közbetelepülő része akár azonos korú is lehet a Singödöri Bazalt Tagozatnak a Magyaregregyi Konglomerátum Formációval „ujjasan összefogazódó" részeivel.

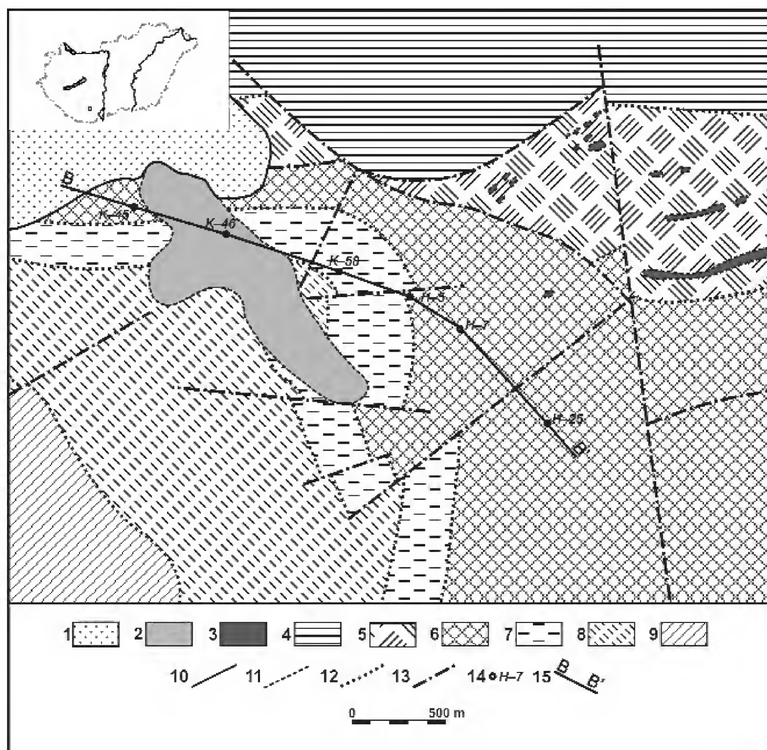
A három bazalttagozat tehát a rétegsorban legalább részben átfedi egymást, s együttes felső korhatáruk tisztázatlan (mivel a Kisbattyáni Bazalt Tagozat Magyaregregyi Konglomerátum Formáció fölött települő részének fedőjére nincs információ). A legalább részleges rétegtani átfedés arra mutat, hogy a három tagozat valóban egyazon formációba sorolható, s egyazon differenciáció termékének tekinthető.

Valószínűnek látszik, hogy a három tagozat effuzív képződményeinek szubvulkáni analógjai is vannak (erre mutathatnak HARANGI & ÁRVÁNÉ SÓS 1993 adatai is), az azonban erősen kérdéses, hogy a régió *minden* szubvulkáni kőzete a Mecsekjánosi Bazalt Formációba sorolható-e.

BARABÁS (1956), IMREH (1956) és KARDOSSNÉ DANZVITH (1956) bosztonittörmeléket írt le permi, felső-triász és alsó-liász üledékekből. Ezen adatok alapján VADÁSZ (1960) úgy nyilatkozott, hogy „a bosztonit perm előtti kora kétségtelen". A „bosztonit" az a Mórágyi Gránitban települő alkáli telérkőzet (MAURITZ & CSAJÁGHY 1952), amelyet HARANGI (2006) — kőzettani hasonlóság alapján — a Mecsekjánosi Bazalt Formáció szubvulkáni kőzeteivel azonosított. Ez pedig azt jelenti, hogy a Mecsekjánosi Bazalt Formáció szubvulkáni kőzeteihez legalábbis rendkívül hasonló kőzetek keletkeztek már jóval korábban is, vagyis a Mecsekben nem egyetlen alkálibazalt-sorozattal kell számolnunk.

A tisztán szubvulkáni kőzetekből álló *Szamárhegyi Fonolit Tagozatot* BILIK (1996) a Balázsormai és a Kisbattyáni Bazalt Tagozat közé helyezte, azonban ezt semmivel sem indokolta. Ezek a kőzetek BILIK (1996) szerint különféle jura formációkat törnek át, tehát jura előtti korukat kizárhatjuk. Ugyanakkor földtani térképen (1. ábra) és földtani szelvényben (2. ábra) a kövestetői fonolit már meggyűrt szerkezetbe nyomul be. VICZIÁN (1971) úgy vélte, hogy a kövestetői antiklinális a fonolit benyomulásának eredményeképpen, magmás felboltozódásként jött létre, ennek azonban ellentmond, hogy az antiklinális távolról sem emlékeztet izometrikus boltozatra, hanem KÉK felé a regionális csapás mentén legalább 3,5 km-en át, maximum 1 km szélességben követhető (l. HETÉNYI et al. 1982 térképén).

A korviszonyokat illetően fontos információt adnak a paleomágneses vizsgálatok. Ezek már régen (MÁRTON & SZALAY-MÁRTON 1969) eltérést jeleztek a formáción belül az effuzív és szubvulkáni kőzetek paleomágneses irányai között a Mecsek hegységben, ami bizonyos időkülönbségre utalt a kétféle kőzetegyüttes képződése közt. BALLA (1987) a paleomágneses adatok közül a vulkanitokra jellemző pólusirányok legfiatalabb előfordulását az őslénytanilag MÉHES K. által (szóbeli közlés, 1987) bizonyított apti korú beremendi mészkőre tette (a kort megerősítették GÖRÖG 1996 vizsgálatai is). A szubvulkáni testek — a hosszúhetényi „diabáz, dolerit" és a Máza-völgyfői „teschenit, fonolit" — ettől közel 90°-kal eltérő mágnesezettségi irányt mutattak, amit BALLA (1987) késő-aptinál fiatalabb kor

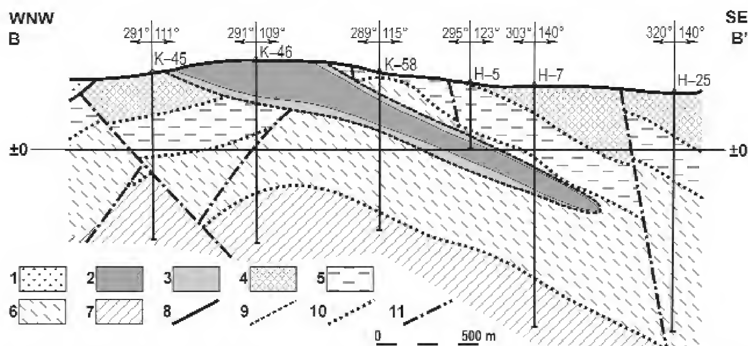


1. ábra. A köves-tetői fonolitterület földtani térképvázlata (NÉMEDI VARGA 1963: 1. ábra nyomán)

1 – középső-miocén üledékek, 2 – kréta fonolit, 3 – kréta trachidolerit, 4 – középső-liász, felső tagozat, 5 – középső-liász, alsó tagozat (foltos mészmárga), 6 – alsó-liász, lotharingiai emelet, felső tagozat (fedőmárga), 7 – alsó-liász, lotharingiai emelet, alsó tagozat (fedőhomokkő), 8 – alsó-liász, hettangi-sinemuri emelet (kőszéntelepes összlet), 9 – rhaeti emelet, 10 – eróziós diszkordancia, 11 – intruzív kontaktus, 12 – rátelepüléses határ, 13 – törés, 14 – fúrás és jele, 15 – szelvényvonal és jele

***Figure 1.** Geological sketch of the Köves-tető phoholite area (after NÉMEDI VARGA 1963: Figure 1)*

1–Middle Miocene sediments, 2–Cretaceous phonolite, 3–Cretaceous trachydolerite, 4–Middle Liassic, upper member, 5–Middle Liassic, lower member (spotty calcareous marl), 6–Lower Liassic, Lotharingian Stage, upper member (overburden marl), 7–Lower Liassic, Lotharingian Stage, lower member (overburden sandstone), 8–Lower Liassic, Hettangian-Sinemurian Stages (coal measure), 9–Rhaetian Stage, 10–erosional disconformity, 11–intrusive contact, 12–stratigraphic contact, 13–fault, 14–borehole and its code, 15–cross-section and its code



2. ábra. Földtani szelvény a köves-tetői fonolitterületen keresztül (NÉMEDI VARGA 1963: 3. ábra, alsó rész, B-B' szelvény)

1 – középső-miocén üledékek, 2 – kréta fonolit, 3 – kréta fonolit endokontakt öve, 4 – alsó-liász, lotharingiai emelet, felső tagozat (fedőmárga), 5 – alsó-liász, lotharingiai emelet, alsó tagozat (fedőhomokkő), 6 – alsó-liász, hettangi-sinemuri emelet (kőszéntelepes összlet), 7 – rhaeti emelet, 8 – eróziós diszkordancia, 9 – intruzív kontaktus, 10 – rátelepüléses határ, 11 – törés. Feltüntetve a fúrások jele és talpa

Figure 2. *Geological cross-section across the Köves-tető phonolite area (after NÉMEDI VARGA 1963: Figure 3, lower part, section B-B')*

1–Middle Miocene sedminets, 2–Cretaceous phonolite, 3–endocontact zone of the Cretaceous phonolite, 4–Lower Liassic, Lotharingian Stage, upper member (overburden marl), 5–Lower Liassic, Lotharingian Stage, lower member (overburden sandstone), 6–Lower Liassic, Hettangian-Sinemurian Stages (coal measure), 7–Rhaetian Stage, 8–erosional disconformity, 9–intrusive contact, 10–stratigraphic contact, 11–fault. Boreholes and their codes displayed

jeleként értelmezett. A beremendi mészkő kora azonban csak a két csoport közti időhatárra ad információt, maguknak a csoportoknak az elkülönülése ettől teljesen független.

Elvileg fontos információ várható a radiometrikus kormeghatározástól. Az eddigi K–Ar radiometrikus korok (I. táblázat) jellemzésében HARANGI & ÁRVÁNÉ SÓS (1993) az elemzett kőzetek településéről azt írja, hogy a Na-bazanitok, fonotefritek, tefrifonolitok és fonolitok „mind teléres kifejlődésűek" (azaz a szubvulkáni fáciesbe tartoznak), míg az ankaramitok, alkálibazaltok és trachibazaltok „uralkodóan lávakőzetek" (azaz nagy részük az effuzív fáciesbe tartozik). A táblázatot ezen információ alapján egészítettük ki a „Vulkáni fácies" oszloppal.

A táblázat adataiból kitűnik, hogy a szubvulkáni és az effuzív(?) kőzetek kora közötti 4 M éves különbség még az átlagos elemzési hibánál is kisebb, az átlagok szórásánál pedig még inkább. Más szóval a koradatokban nincs értékelhető különbség a két kőzetcsoport között. Akármilyen fáciesbe tartoznak is a harmadik csoport kőzetei, koruk szintén nem különbözik a másik két csoportétól.

I. táblázat. A Mecsek hegység késő-mezozoos vulkáni kőzeteinek K-Ar-koradatai (HARANGI, ÁRVÁNÉ SÓS 1993: 1. táblázat nyomán, a környező területek adatai nélkül) vulkáni fáciesenként csoportosítva

Table I. *K-Ar age data on the late Mesozoic volcanic rocks of the Mecsek Mountains (from Table 1 in HARANGI, ÁRVÁNÉ SÓS 1993, omitting a data for the suroounding areas) grouped by volcanic facies*

Lelőhely	Kőzettípus	Vulkáni fácies	Vizsgált anyag	K–Ar-kor	Hiba	Szórás
				millió év		
Síngödör	bazanit	effuzív?	teljes kőzet	122,5	5,5	
Jánosi-völgy	bazanit	effuzív?	teljes kőzet	125,8	4,9	
Márévári-völgy	bazanit	effuzív?	teljes kőzet	124,6	5,0	
Márévári-völgy	alkálibazalt	effuzív?	teljes kőzet	114,7	5,7	
Márévári-völgy	plagioklászbazalt	effuzív?	teljes kőzet	134,6	5,1	
Átlag és szórás				124,4	5,2	7,1
Cigány-hegy, Pásztor-forrás	Na-bazanit	szubvulkáni	teljes kőzet	132,3	5,2	
Mázai-völgy	Na-bazanit	szubvulkáni	teljes kőzet	108,0	4,1	
Mázai-völgy	tefrifonolit	szubvulkáni	biotit*	120,4	4,6	
Sás-völgy	tefrifonolit	szubvulkáni	amfibol	121,4	7,3	
Átlag és szórás				120,5	5,3	9,9
Balázs-orma	K-trachit	?	teljes kőzet	120,8	4,6	
Hidasi-völgy	K-trachit	?	teljes kőzet	114,2	4,3	
Lantos-völgy	essexit	?	teljes kőzet	128,3	5,0	
Átlag és szórás				121,1	4,6	7,1

* A mállás vagy bontás miatt túl kis értéket adó teljes kőzet és földpát elhagyva. Hiba = elemzési hiba, Szórás = az átlag szórása.

* *Whole-rock and feldspar data which are too low due to the weathering or alteration omitted. Hiba (error) = analytical error, Szórás (dispersion) = dispersion of the mean.*

Az ellentmondás a paleomágneses adatokkal tehát nem oldható fel oly módon, hogy a szubvulkáni kőzeteket a korakrétán belül kissé fiatalabbnak tekintjük, mint azt HARANGI & ÁRVÁNÉ SÓS (1993) tette.

A kelet-mecseki szubvulkáni kőzetekre vonatkozóan rendelkezésre álló adatok tehát ellentmondóak. A kőzettani-geokémiai jellemzők és a radiometrikus koradatok kora-kréta, míg egyes földtani szelvények és a paleomágneses adatok későbbi korra mutatnak.

Anélkül, hogy a kérdést véglegesen megoldani szándékoznánk, úgy gondoltuk, hogy célszerű a paleomágneses méréseket lefolytatni az Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kft. (RHK Kft.) által finanszírozott, kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló üveghutai kutatás keretében mélyült fúrások magján és a térképezés során tanulmányozott feltárásokon, valamint kiterjeszteni néhány további kelet-mecseki és — az OTKA 62468 (A Mecseki- és a Villány-Bihari-zóna ősföldrajzi viszonyainak feltárása a felső-triász–középső-kréta képződmények sokoldalú elemzése alapján) keretében — két villányi feltárásra.

Megjegyezzük, hogy e kutatás eredményeképpen a szubvulkáni kőzetek rétegtani helyzetével kapcsolatos problémák megoldatlansága miatt a Mórágyi-rög teléreit nem soroltuk be a Mecsekjánosi Formációba (mint tette azt GYALOG et al. 2006), hanem újabb vizsgálatokig önálló képződménynek — a Rozsdásserpenyői Alkálibazalt Formációnak — tekintettük (felosztatlan kréta, BALLA et al. 2008, BALLA & GYALOG 2009). Úgy gondoltuk, hogy mindez vonatkozik a Szamárhegyi Fonolit Tagozatra is, amelyet így — szintén rétegtani helyzetének és korának bizonytalanságát hangsúlyozandó — nem a Mecsekjánosi Bazalt Formációba, hanem a Rozsdásserpenyői Alkálibazalt Formációba soroltunk (BALLA et al. 2008, BALLA & GYALOG 2009).

A *Nyugati-Mecsekben* alsó-krétába sorolt, trachidoleritnek nevezett szubvulkáni teleptelérek ismeretesek 46 felszíni feltárásban és 56 fúrásos harántolásban (RÓZSÁS & TÉGLÁSSY 1977). Ezek nagy része az alsó-triász evaporitos összletre (ma: Hetvehelyi Dolomit Formáció, Magyarürögi Anhidrit Tagozat) koncentrálódik, más részük a „fedővörös” homokkőben (ma: Kővágószőlősi Homokkő Formáció, Cserkúti Homokkő Tagozat) települ. Ezekről a képződményekről MAURITZ (1913) közölt észlelési adatokat, kőzettani leírást és vegyelemzéseket, majd RÓZSÁS & TÉGLÁSSY (1977) ismertette elterjedésüket és rétegtani helyzetüket, végül LANTAI (1987) ismertetett mikroszkópos kimérési, elektron-mikroszondás, vegyelemzési és RFF-adatokat, zömmel fúrási magmintákon, kisebb mennyiségben felszíni kőzeteken. VÁRSZEGI (1970), majd CHIKÁN et al. (1984) részletes térképen ábrázolta ezeket a kőzeteket, de csak igen vázlatos leírás (VÁRSZEGI 1972) kíséretében.

Az „alsó-kréta” besorolás alapja mai is MAURITZ (1913) munkája, amely a kőzettani hasonlóságot támasztja alá a kelet-mecseki kőzetekkel. Bár MAURITZ javarészt pontosan rögzítette, melyik kőzet hogyan települ, így azt is, hogy a nyugat-mecsekiek mind szubvulkáni testeket alkotnak, nem látott sem kőzettani, sem vegyi különbséget a kelet-mecseki effuzívumoktól.

Paleomágneses mérései nyomán MÁRTON (1986) megállapította, hogy a nyugat-mecseki szubvulkáni kőzetek ugyanazt a rotációs trendet mutatják, mint a kelet-mecsekiek.

A *Villányi-hegységben* az első magmatit-előfordulásról (Babarcszőlős) STRAUSZ (1942) számolt be. A második előfordulást (Máriagyűd) a magyar szakirodalomban elsőként ÁRVÁNÉ SÓS et al. (1991), majd (hivatkozás nélkül) HARANGI & ÁRVÁNÉ SÓS (1993) említette. A harmadik előfordulásról (Beremend) elsőként MANGULT (1995) adott információt, majd rá hivatkozva MOLNÁR & SZEDERKÉNYI (1996) közölt néhány adatot. A babarcszőlősi teleptelér triász, a másik két telér apti–albai mészkőben települ.

FÜLÖP (1966) a babarcszőlősi teleptelért mecseki típusúnak vélte. MOLNÁR & SZEDERKÉNYI (1996) a beremendi telért inkább miocén vulkanitokhoz hasonlította. NÉDLI & M. TÓTH (1999, 2002, 2003) a máriagyűdi (Szabolcsi-völgyi-bánya) és a beremendi telért a szlavóniai felső-kréta vulkanitokkal rokonította, NÉDLI (2004) lamprofírnak nevezte. Ezeket a minősítéseket fogadják el ma is (NÉDLI & M. TÓTH 2007, NÉDLI et al. 2006, 2010).

A máriagyűdi telér K–Ar-kora (teljes kőzet) HARANGI & ÁRVÁNÉ SÓS (1993) szerint 64,0±2,9 M év, a beremendi teléré MOLNÁR & SZEDERKÉNYI (1996) szerint 76±3 M év. Az adatokat bizonytalannak tartják, de nemritkán felhasználják arra, hogy a villányi teléreknek a mecsekieknél fiatalabb korát tételezzék fel.

Paleomágneses mérés e kőzetekből korábban nem történt.

Paleomágneses mintavétel és laboratóriumi mérések

Azimutálisan tájolt fúrómagokból (Üh–29 és Üh–39 fúrás; a magok oldalán az északi iránnyal ismert szöget bezáró azimutális tájolás referenciaegyenese és a felfelé irány meg volt jelölve) laboratóriumban fúrtunk ki 3-3 magszakaszból szakaszonként két-két, a mérőműszerek mintatartóiba illeszkedő mintát. Terepen nyolc feltárásból hordozható fúróval vettünk mintákat, amelyeket helyben tájoltunk. A laboratóriumi vizsgálatokat összesen 102 irányított mintán végeztük. Ezek közül 63 minta kréta magmás kőzetből, három exokontaktusból (Szabolcsi-völgyi-bánya) és 36 alsó-kréta mészkőből (Harsány-hegy) származik.

A vizsgálatok alapvető célja a következő volt: a vizsgált képződmények mintacsoportra jellemző paleomágneses irányainak meghatározása, természetesen a statisztikus pontosság jellemzését szolgáló paraméterekkel együtt.

A nyolc mintacsoport (3. ábra) minden mintáján természetes állapotban megmértük a természetes remanens mágnesezettség (NRM) irányát és intenzitását, amely több komponenst jellemezhet. Ezt követte a szuszceptibilitás

anizotrópiájának (AMS) mérése. Ezután minden mintacsoportból egy vagy több mintán (az NRM-irányok csoportosulásának mértékétől függően: ahol jó volt a csoportosulás, egy mintát, ahol nagy irányszórást figyeltünk meg, több mintát választottunk) kísérleti jelleggel váltóáramú, illetve termolemágnesezést végeztünk, amelynek célja az optimális laboratóriumi eljárás kidolgozása volt. Azt tapasztaltuk, hogy a váltóáramú lemágnesezés gyakran csak a minta részleges lemágnesezéséhez vezet, ezért a sokkal munkaigényesebb termolemágnesezést kellett alkalmaznunk, vagy önállóan, vagy váltóáramú lemágnesezéssel kombinálva. A mérések munkaigényességét tovább fokozta a remanens mágnesezettség mérésekor gyakran jelentkező viszkózus komponens, amelynek eltávolítása gyakran sikerrel járt, de nemritkán egy mérés idejét fél óránál is hosszabbra növelte.

3. ábra. A paleomágneses mintavételi pontok

1 – kainozoikum, 2 – kréta, 3 – jura, 4 – triász, 5 – gránit, 6 – paleozoikum, 7 – földtani határ, 8 – a kutatási terület, 9 – mintavételi pont

Figure 3. *Palaeomagnetic sampling points*

1–Cenozoic, 2–Cretaceous, 3–Jurassic, 4–Triassic, 5–granite, 6–Palaeozoic, 7–geological boundary, 8–study area, 9–sampling point

Paleomágneses mérési eredmények

Az egyes mintacsoportokon belül a remanens mágnesezettség kezdeti intenzitása éppúgy, mint a mágneses szuszceptibilitás értékei, hasonlóak, míg a mintacsoportok között nagy eltérések figyelhetők meg. Kiemelkedően nagy a Hidasi-völgyben mintázott telérek, a komlói fonolit és a máriagyűdi (Szabolcsi-völgyi bánya, MÁRTON E. 2010) lamprofír NRM-intenzitása éppúgy, mint mágneses szuszceptibilitása, míg a Mórágyi Gránit telérkőzeteire (Üh–29, Üh–39, Mórágy vasútállomás, Kismórágy) mindkét paraméter kicsi. A harsányipusztai riolitot a kis szuszceptibilitáshoz viszonyítva erős remanens mágnesezettség jellemzi (II. táblázat).

A vizsgált képződmények mágneses szövete, amelyet a mágneses szuszceptibilitás anizotrópiájának (AMS) mérésével ismertünk meg, nagyon változatos. Mintacsoport szinten orientálatlan szövete van a hidasi-völgyi és a komlói fonolitnak valamint a máriagyűdi (Szabolcsi-völgyi-bánya) lamprofírnak. A komlói mintavételi helyen három, egymással nem összefüggő tömbből vettünk mintákat, amelyek közül kettőben jól, de egymástól eltérően (III. táblázat), a

II. táblázat. A mágneses szuszceptibilitás és az NRM-intenzitás átlagértékei mecseki és villányi kréta telérekben

Table II. *Mean values of the magnetic susceptibility and NRM intensity in Mecsek and Villány dykes*

Mintavételi hely		Kőzet	Szuszceptibilitás [10^{-6} SI]	NRM-intenzitás [10^{-3} A/m]
Komló	9578-587	fonolit	49 351	624,33
Hidasi-völgy	9517-524	fonolit	51 440	462,10
	9525-530	trachit	90 796	574,28
Harsányipuszta	9503-510	alkáliriolit	189	19,10
Mórágy vasútállomás	9511-516	alkálibazalt	444	0,68
Kismórágy	9531-538	alkálibazalt	328	0,66
Üh-29 fúrás	260,95-263,33 m	alkálibazalt	682	2,53
Üh-39 fúrás	200,92-202,77 m	tefrifonolit	576	1,63
Máriagyűd (Szabolcsi-völgyi-bánya)	9723-729	lamprofír	42421	6967

III. táblázat. A szuszceptibilitás-főirányok és a mágneses anizotrópia-paramétereinek mintacsoportokra jellemző értékei

Table III. *Mean values of the principal susceptibility directions and parameters of the magnetic anisotropy characteristic for the sample groups*

Mintavételi hely	Kőzet	n/n_0	Szuszceptibilitásfőirány-értékek				Anizotrópiaparaméterek (%)*		
			irány	max	inter	min	fok	lin	fol
Komló	fonolit	9/10	D	–	–	–	1,93	0,47	1,45
			I	–	–	–			
Komló 1. tömb	fonolit	3/3	D	301	33	162	1,35	1,06	0,29
			I	10	9	76			
Komló 2. tömb	fonolit	3/4	D	–	–	–	1,84	1,49	0,34
			I	–	–	–			
Komló 3. tömb	fonolit	3/3	D	40	136	246	3,90	0,65	3,23
			I	28	11	59			
Hidasi-völgy	fonolit	8/8	D	–	–	–	2,47	1,10	1,36
			I	–	–	–			
	trachit	6/6	D	8	98	273	11,57	1,09	10,36
			I	1	12	78			
Harsányipuszta	alkáliriolit	8/8	D	118	28	298	3,29	1,52	1,75
			I	50	0	40			
Mórágy vasútállomás	alkáli bazalt	6/6	D	79	167	349	0,89	0,25	0,63
			I	0	82	8			
Kismórágy	alkáli bazalt	8/8	D	–	–	44	0,60	0,04	0,56
			I	–	–	38			
Üh-29	alkálibazalt	4/6	D	–	–	181	3,62	0,94	2,65
			I	–	–	13			
Üh-39	tefrifonolit	6/6	D	–	–	194	4,83	0,96	3,83
			I	–	–	16			
Máriagyűd (Szabolcsi-völgyi-bánya)	lamprofír+ „kontakt" mészkő	5/5	D	–	–	–	1,68	0,55	1,12
			I	–	–	–			

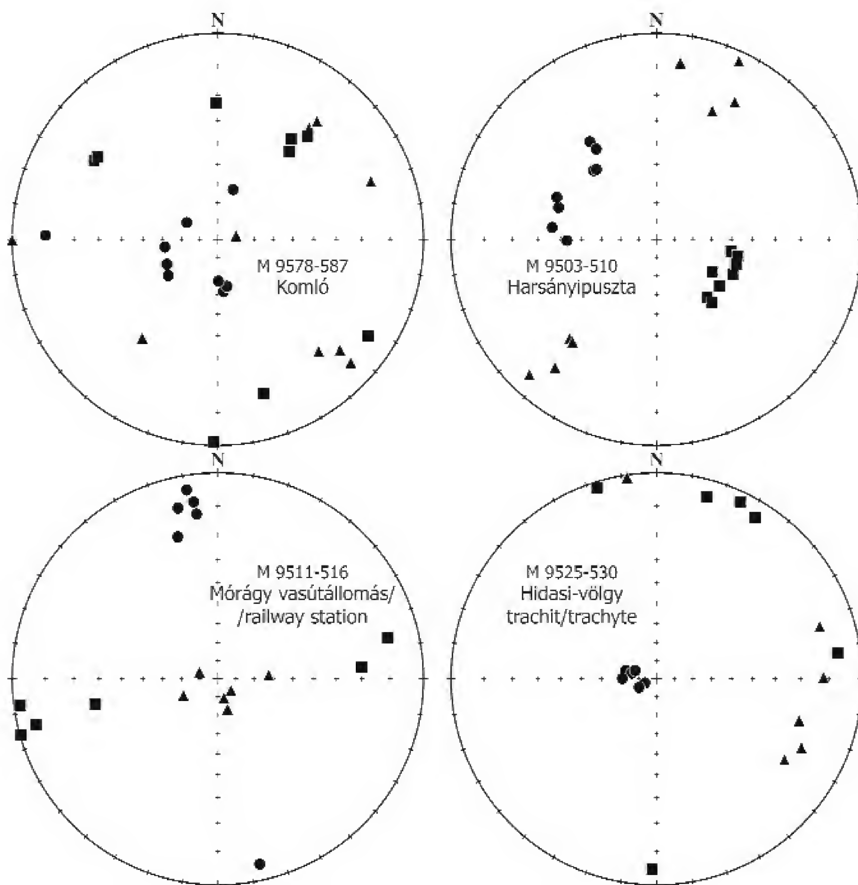
n = kiértékelt minták száma, n_0 = vizsgált minták száma, max = maximum, inter = intermedier, min = minimum, D = deklináció, I = inklináció; * szuszceptibilitásfőirány-értékek hányadosa: fok = max/min = anizotrópiafok, lin = max/inter = lineáció, fol = inter/min = foliáció.

n = number of interpreted samples, n_0 = number of measured samples, max = maximum, inter = intermediate, min = minimum, lin = max/inter = lineation, fol = inter/min = foliation.

harmadikban egyáltalán nem csoportosulnak a szuszceptibilitás-főirányok. A többi mintacsoportra vagy mindhárom szuszceptibiltás-főirány csoportosulása (Hidasi-völgy trachit, Harsányipuszta, Mórágy vasútállomás) vagy a minimumirányok csoportosulása jellemző, bár a szövet mindkét esetben uralkodóan foliált. Lényeges eltérések vannak azonban a foliációs síkok orientációját illetően. Ez közel függőleges Mórágy vasútállomás és az Üh–29, Üh–39 fúrás teléreiben, közel vízszintes a Hidasi-völgy trachitjában és köztes helyzetű Harsányipusztán és Kismórágyon (III. táblázat). A szövettípusok közül néhányat a 4. ábra mutat be.

A mintacsoportok nemcsak a szövet irányítottságának fokában és a foliáció síkjának helyzetében, hanem az anizotrópia fokában is különböznek, olyannyira, hogy nagyságrendi különbség van a legkisebb (Kismórágy, alkálibazalt) és a legnagyobb (Hidasi-völgy, trachit) anizotrópiájú mintacsoportok között. Az utóbbi mintacsoport olyan nagy anizotrópiát mutat, amilyen a magmás kőzettestek között inkább a gránitos-granodioritos intrúziókra jellemző, mint a bázisosabb összetételű kisebb telérekre.

Az AMS mérését követően lemágneseztük a mintákat. Voltak olyan mintacsoportok, amelyekben a minták váltótérben, több lépésben teljesen lemágnesezhetőek voltak. A komlói fonolitot, a Mórágy vasútállomásnál és Kismórágyon mintázott két telér anyagát azonban termolemágnesezéssel kezeltük, mert váltótérben az NRM nem volt lemágnesezéssel előállítható. Ezekben az esetekben a magnetit Curie-pontjánál kisebb, de 250, illetve 350 °C-nál nagyobb hőmérsékleten a Zijderveld-diagramokon (5. ábra, a) jól látható és az origóba tartó egyenes szakaszok által jellemzett irányokat tekintettük a kőzetre jellemző remanens mágnesezettség irányának.

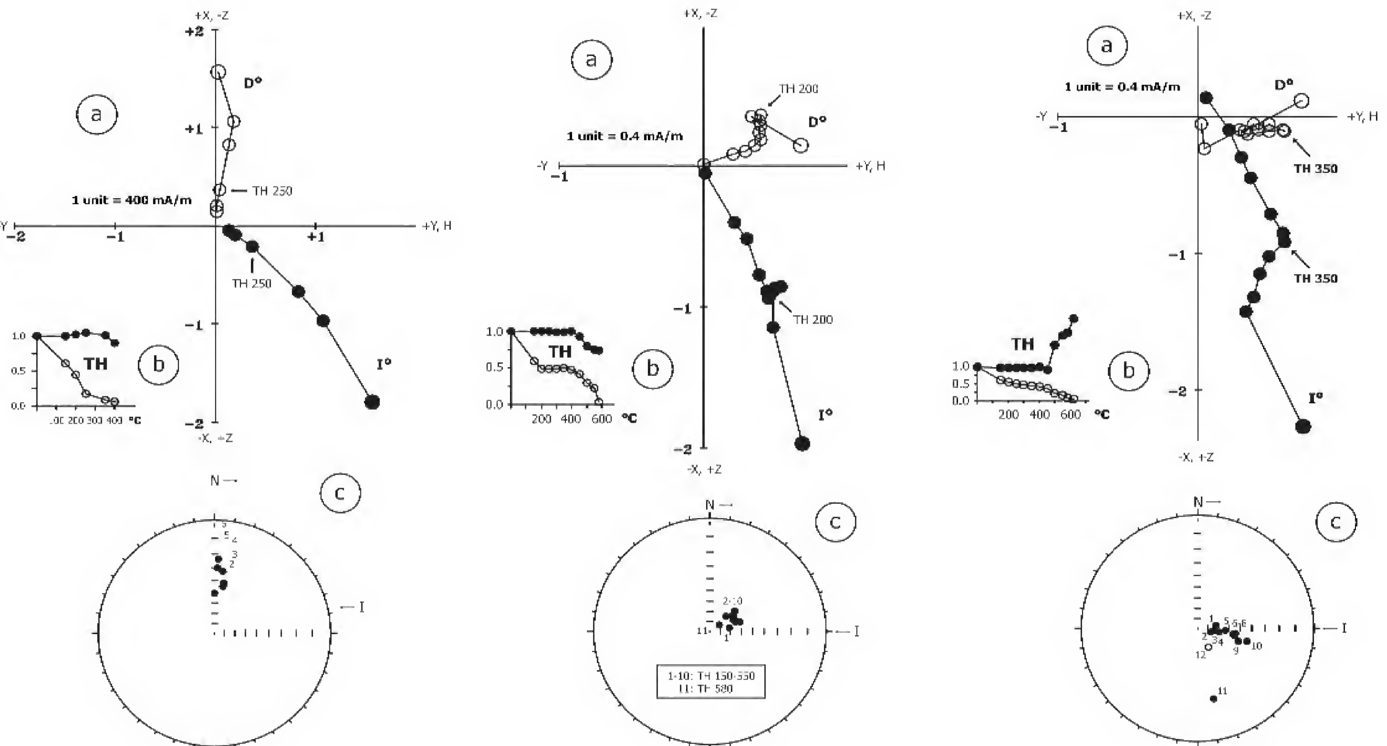


4. ábra. A mágneses szövetet jellemző szuszceptibilitás-főirányok eloszlása négy mintacsoportra

Sztereografikus vetületek (alsó félgömb). ■ =maximális, ▲ = intermedier, ● = minimális szuszceptibilitás iránya

Figure 4. *Distribution of the principal susceptibility directions, which charaterise the magnetic fabric for four sample groups*

Stereographic plots (lower hemisphere projection). ■ =maximum, ▲ = intermediate, ● = minimum susceptibility directions



5. ábra. A természetes remanens mágnesettség irányának és intenzitásának változása lemágnesezés folyamán

a) Zijderveld-diagram, **b)** az NRM és a szuszceptibilitás változása a hőmérséklet függvényében, **c)** minták szögtartó vetületen (alsó félgömb). ○ = a mágnesezettség vektor végpontjának vetülete horizontális síkra, ● = a mágnesezettség vektor végpontja a vektort tartalmazó függőleges síkban; D = deklináció, I = inklináció, X = észak, Y = kelet, Z = lefelé, a Föld belseje felé mutató irány, H = a mánesezettségi vektor horizontális vetületének iránya; y tengely = a kezdeti intenzitásra (R_0), illetve kezdeti szuszceptibilitásra (k_0) normált értékek

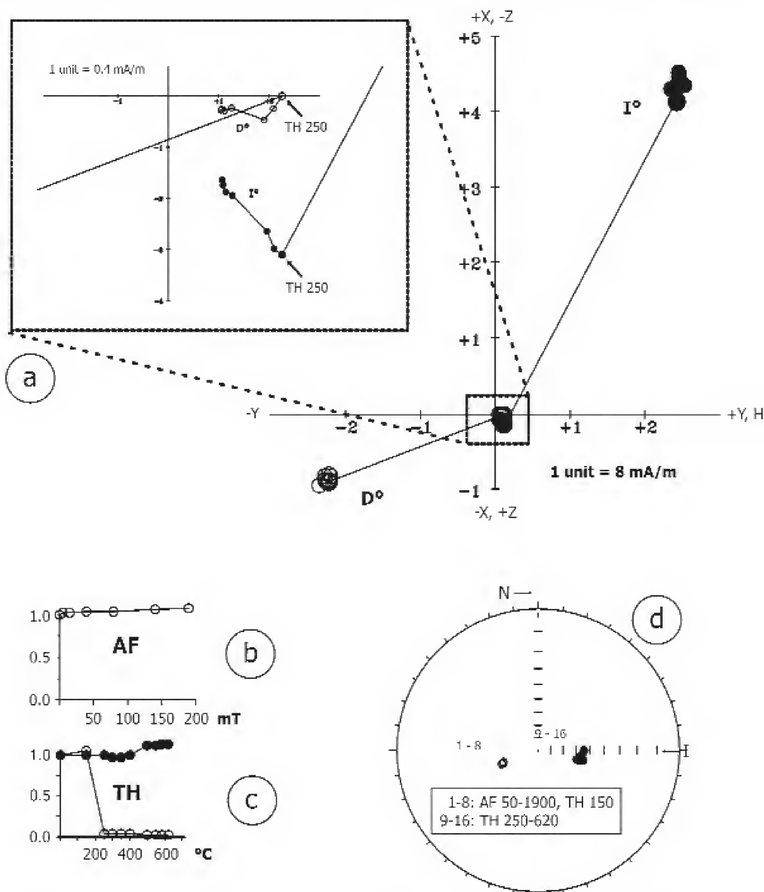
Figure 5. *Path of the directions and intensities of the natural remanent magnetisation during the demagnetisation process*

a) *Zijderveld diagram,* ***b)*** *change of the NRM and the susceptibility as a function of temperature,* ***c)*** *samples in a stereographic plot (lower hemisphere projection). ○ = projection of the endpoint of the magnetisation vector onto a horizontal plane, ● = endpoint of the magnetisation vector in the vertical plane, which contains the vector; D = declination, I = inclination, X = north, Y = east, Z = down towards the interiors of the Earth, H = direction of the horizontal projection of the magnetisation vector; axis y = values normalised to the initial intensity (R_0) and/or to the initial susceptibility (k_0)*

A Zijderveld-diagramokon (5. ábra, a és 6. ábra, a) a mágnesezettség irányának és intenzitásának változása látszik a lépésenkénti lemágnesezés során. Fontos információt hordoz a 5. ábra b és 6.ábra b, c része is, amely az intenzitás és a szuszceptibilitás változását mutatja a lépésenkénti lemágnesezés során. Ilyen például a részleges maghemitesedés a Mórágy vasútállomás alkálibazaltjában (a szuszceptibilitás csökkenése 500 °C felett) vagy a minták teljes lemágneseződése a magnetit 575 °C-os Curie-pontja feletti hőmérsékleten, ami arra utal, hogy a magnetit kismértékű oxidációt szenvedett.

Az 5. ábra c és a 6. ábra d részén szögtartó vetületen láthatjuk a paleomágneses vektor irányának mozgását lemágnesezés folyamán. Ezeken a pontok a vetület síkja alá, a körök a sík fölé mutató vektorokat jelentenek. Az előbbi pozitív, az utóbbi negatív inklinációjú paleomágneses irányokat jelent. Az inklináció zérus a kör kerületén és 90° a középpontban. A szögtartó vetületeken jól látszik az NRM irányának stabilitása pl. Mórágy vasútállomás alkálibazalt-telérében, míg a Kismórágy alkálibazalt-teléréről ez csak addig állapítható meg, amíg a szuszceptibilitás a hőkezelés hatására meg nem nő drámai módon (új mágneses fázis keletkezése).

Harsányipuszta riolitja egészen speciális eset. Váltóáramú lemágnesezéssel a kezdeti NRM-intenzitást egyáltalán nem tudtuk csökkenteni (6. ábra, a és b), azonban az ezt követő termolemágnesezés 150 °C-on nem, viszont 250 °C-on drámai intenzitáscsökkenést idézett elő. A kezdeti NRM-irányok egy része normál, más része reverz polaritású volt. A helyzet 250 °C-on történt lemágnesezésre úgy változott, hogy minden minta polaritása normál lett.



6. ábra. Harsányipuszta, riolit. A természetes remanens mágnesezettség irányának és intenzitásának változása lemágnesezés folyamán

a) Zijderveld-diagram, **b)** intenzitás/lemágnesező térdiagram, **c)** intenzitás (○) és szuszceptibilitás (● / lemágnesező térdiagram, **d)** vektorvégpontok helyzetének változása szögtartó vetületen; teli jel = alsó félgömb-, üres jel = felsőfélgömb-vetület

***Figure 6.** Harsányipuszta, rhyolite. Path of the directions and intensities of the natural remanent magnetisation during the demagnetisation process*

***a)** Zijderveld diagram, **b)** intensity versus demagnetisation field diagram (results of AF demagnetisation) **c)** intensity (○) / susceptibily (●) versus demagnetisation field, diagram, **d)** path of the endpoints of the vectors in a stereographic plot; solid symbols = lower hemisphere, hollow symbols = upper hemisphere projection*

Statisztikus kiértékelés

A korszerű statisztikus kiértékelés a lemágnesezési görbék elemzésén alapszik oly módon, hogy azokon egyenes szakaszokat keresünk (KIRSCHVINK 1980), és ezek irányai (amennyiben statisztikus szempontból kielégítően meghatározottak) képezik a csoportszintű kiértékelés bemenő adatait. Amennyiben több egyenes szakasz található a lemágnesezési görbén (minden szakaszt legalább három lemágnesezési lépés határoz meg), a megfelelő szakaszokból egy-egy mintacsoportra esetleg több irány is meghatározható. Ezek közül általában az origóban végződőt tekintik az NRM legidősebb (eredeti) komponensének. A Hidasi-völgy trachitjára az első lemágnesezési lépés utáni összes lemágnesezési-mérési adatot felhasználhattuk az eredeti mágnesezettség irányának meghatározására, míg az Üh–29 és az Üh–39 fúrás anyagára a 150 °C-on és az azt követő termolemágnesezési lépések eredményeiből tudtunk jellemző remanens mágnesezettségi irányt számítani. Kismórágy és a Mórágy vasútállomás alkálibazalt-teléreire a lemágnesezési görbék tárgyalásakor említett szakaszok alapján számítottunk középirányt. A komlói fonolit III. táblázatban feltüntetett középiránya azonban részben a lemágnesezési görbék origóba tartó szakaszaira, részben egy-egy lemágnesezési lépésben meghatározott irányokra alapozódik. Az utóbbinak az az oka, hogy a minták egy része a termolemágnesező kemencében 250 °C-on felrobbant, ezért a teljes lemágnesezés lehetetlen volt. A harsányipusztai riolit paleomágneses irányát a 250 °C-os lemágnesezési lépés után mért NRM-irányokból számítottuk. Az eredményeket a IV. táblázat foglalja össze, amelyben a mintavételi helyekre jellemző paleomágneses középirányok (D, I) mellett a Fisher-statisztika (FISHER 1953) paraméterei: α_{95} a konfidenciaszög és k a pontossági paraméter.

α_{95}: A megfigyelt középirány körüli konfidenciakúp félnyílásszöge, amely a valódi irányt 95%-os valószínűséggel tartalmazza; a paleomágneses gyakorlatban α_{95}<16° elfogadható érték.

k: A párhuzamosság mértéke, azt jellemzi, hogy az irányvektorok milyen mértékben mutatnak azonos irányba, vagyis teljesen párhuzamos egységvektorok esetén a k a végtelenbe tart; a k>10 elfogadható pontosság, a k>100 már nagyfokú párhuzamosságot jelöl.

A „Megjegyzés” oszlopban egyebek mellett a polaritás is fel van tüntetve, amennyiben a táblázatban feltüntetett normál polaritástól eltér. A mintacsoportra jellemző mágnesezettség normál polaritású Harsányipuszta riolitjára, Kismórágy és Mórágy vasútállomás alkálibazaltjára, továbbá a komlói fonolitra és a máriagyűdi lamprofírra, reverz polaritása van az Üh–29 és Üh–39 fúrással harántolt teléreknek, míg vegyes a polaritása a Hidasi-völgy trachitjának.

A máriagyűdi (Szabolcsi-völgyi-bánya) max. 1 m vastagságú lamprofírtelér közel függőlegesen szeli át a szinte fehér titon mészkövet (dőlése DDK-i irányban 35°), amely az exokontaktuson kb. 20 cm vastagságban szürke lett. A telér és a „kontakt” mészkő tökéletesen megegyező paleomágneses iránya pozitív kontakttesztet jelent és egyben kombinált irány számítását indokolja.

A paleomágneses és AMS-adatok értelmezése

A IV. táblázat földrajzi rendszerben (tektonikai korrekció nélkül) adja meg a mintavételi helyekre jellemző paleomágneses irányokat. Az Üh–29 fúrásban a jellemzőnek tekinthető irányszögek alatt feltüntettük annak a két magszakasznak az irányát is, amelyek egymás között egyező, de az ugyancsak az Üh–29 fúrásból származó többi négytől és a Hidasi-völgy, valamint az Üh–39 fúrás mintáin meghatározottaktól jelentősen eltérő irányt mutattak. Ez a két minta a mágneses szövet irányítottságát illetően is jelentősen eltér a csoport többi négy mintájától, illetve az

IV. táblázat. A paleomágneses eredmények összefoglaló táblázata

Table IV. *Summary of the palaeomagnetic results*

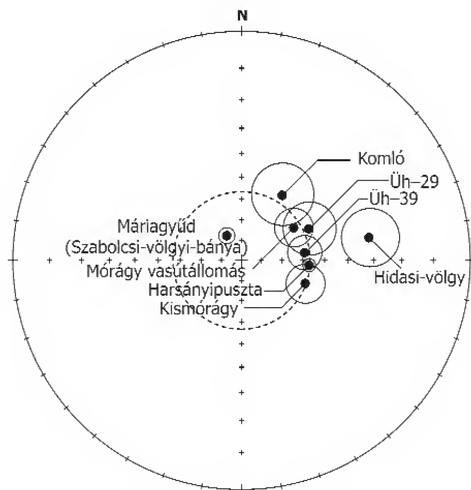
Mintavételi hely		n/n_0	D (°)	I (°)	k	α_{95} (°)	Megjegyzés
Komló	fonolit	9/10 4/10	21 32	43 53	25 46	10 14	eléggé instabil, a 4/10 az utolsó 4 mintából
Hidasi-völgy	trachit	6/6	80	+31	41	11	3 normál, 3 reverz, kissé instabil, TH 350 °C-ig él a jel
Harsányipuszta	alkáliriolit	8/8	94	+57	298	3	Curie-pont polaritásfordulás TH 250°C-nál
Mórágy vasútállomás	alkálivulkanit	6/6	58	+60	55	9	erősen felülírt
Kismórágy	alkálivulkanit	7/8	110	+57	45	9	–
Üh-29 fúrás	alkálibazalt	4/6 2/6	83 55	+59 –54	152 –	8 –	mindegyik reverz, TH 250 °C-ig stabil jel
Üh-39 fúrás	tefrifonolit	6/6	65	+54	31	12	mindegyik reverz
Máriagyűd (Szabolcsi-völgyi-bánya)	lamprofír+"kontakt" mészkő	8/8	329	+76	226	4	kombinált irány

n = kiértékelt minta/ n_0 vizsgált minta; D = deklináció, I = inklináció, k = pontosság, α_{95} = konfidenciaszög.

n = number of interpreted samples, n_0 = number of measured samples; D = declination, I = inclination; k = precision parameter; α_{95} = confidence limit (FISHER 1953).

Üh–39 fúrás mintáitól. Így ezeket a további értelmezésből (mint nagy valószínűséggel bizonytalan azimutális orientációjúakat) kizárjuk.

A 7. ábra szögtartó vetületén a sikeres mintacsoportok paleomágneses középirányait és a hozzájuk tartozó konfidenciaköröket tüntettük fel (a megfelelő normál polaritású vektorral). Ezek jól érzékeltetik, hogy a Keleti-Mecsekből



7. ábra. A IV. táblázat középirányai szögtartó vetületen
Alsófélgömb-vetület. Kör — α_{95}

Figure 7. *Mean directions from Table IV in a stereographic plot*
Lower hemisphere projection. Circle = α_{95}

és a Mórágyi-rögből származó telérek egyaránt óramutató járásával egyirányú rotációt jeleznek. Négy mintacsoport (Üh–29, Üh–39, Mórágy vasútállomás, Harsányipuszta) középirányai mind deklinációban, mind inklinációban jól egyeznek, míg a Hidasi-völgy trachitjának jelentősen kisebb az inklinációja, mint a többi mintacsoporté, Komló, Kismórágy és Máriagyűd (Szabolcsi-völgyi-bánya) most vizsgált képződményei viszont deklináció szempontjából mutatnak eltérést a többi mintacsoporttól.

A Hidasi-völgy trachitjának kis inklinációja az inklináció „sekélyesedésének" tulajdonítható. Ez a közel vízszintesen elhelyezkedő és erősen fejlett mágneses foliáció következménye, amely az egykori mágneses tér inklinációját a vízszintes felé torzítja. A máriagyűdi (Szabolcsi-völgyi-bánya) telér és „kontakt" mészkő paleomágneses deklinációja nyugati. A komlói trachit deklinációja a mai deklináció irányában tér el a többiekétől. Az első esetben a mágnesezettség biztosan eredeti (pozitív kontaktteszt). A második esetben elképzelhető hogy a minták vagy egy részük a mai térben felvett utólagos mágnesezettséget is hordoz, mivel az anyag a többihez viszonyítva mállott volt. Ilyen esetben előfordul, hogy az elsődleges és utólagos komponens ugyanahhoz az ásványhoz kapcsolódik, így sem a váltóáramú, sem a termolemágnesezés nem tudja teljesen eltávolítani az utólagos komponenst. Kismórágy alkálibazaltjának deklinációja valamivel nagyobb, mint a többié. Ez az eltérés valószínűleg a mágneses tér évszázados változásának következménye, így a Keleti-Mecsek és a Mórágyi-rög együttes rotációjának jellemzésére számított paleomágneses irány számításához felhasználható.

Végezetül érdemes felhívnunk a figyelmet arra, hogy a deklinációknak a maitól való jelentős eltérését semmiképpen nem magyarázhatjuk mágneses refrakcióval, mert a mágneses foliáció sikjainak (azokban az esetekben, amikor a mágneses szövet egyáltalán irányított) orientációjában semmilyen szabályszerűség nem figyelhető meg, miközben a paleomágneses deklinációk eloszlása a terület óramutató járásával egyirányú elfordulását sugallja.

Az új és korábban publikált paleomágneses eredmények együttes értelmezése

Az új paleomágneses eredmények közül öt a Mórágyi-rögöt képviseli. Ezek kivétel nélkül kitűnő vagy jó statisztikus paraméterekkel jellemzett irányok, amelyek a paleomágneses jel teljes spektrumának laboratóriumi elemzése és modern statisztikus kiértékelés eredményeként jöttek létre, a paleomágneses mérések szempontjából gondosan kiválasztott, szinte ideális anyagon. Az öt mintavételi helyre és a korábbi vizsgálatok eredményeként a Mórágyi-rögre, a paleozoikumnál fiatalabb mágnesezettségű magmás testekre számított paleomágneses középirányokat (V. táblázat) hibahatáron belül azonosnak találjuk. Ez indokolja az új és a korábban publikált irányok kombinációját, annak ellenére, hogy egy-egy mintavételi pontot tekintve az új meghatározások lényegesen pontosabbak a korábbiaknál. A Mórágyi-rögre így 15 mintavételi hely alapján számíthatunk jellemző paleomágneses irányt (V. táblázat). Ezt a középirányt tekintjük referenciának a Mecsek és a Villányi-hegység paleomágneses irányainak elemzésében.

A Keleti-Mecsekből korábban négy, újabban két önálló szubvulkáni testből származó minta jellemző mágnesezettségéből kaptunk paleomágneses irányokat (MÁRTON 1986). Ezek közül egy (Óbánya) mindössze két függetlenül tájolt mintára alapszik, ezért statisztikus pontossága nem határozható meg. Óbánya paleomágneses irányának a többieknél lényegesen rosszabb minősége miatt célszerű a Keleti-Mecsekre Óbánya kihagyásával öt mintavételi pont alapján paleomágneses középirányt számítani. A testeket bezáró üledékes kőzetek dőlését tektonikai korrekcióként alkalmazva szignifikánsan rosszabb statisztikus paramétereket kapunk, mint korrekció előtt (8. ábra). Ez azt jelenti, hogy a vizsgált szubvulkáni testeknek a kréta deformációt követően kellett benyomulniuk.

Korábban a Nyugati-Mecsekből MÁRTON (1986) három telérről publikált paleomágneses irányt, amelyek szintén az üledékes rétegsor deformációját követően nyomultak be. Legújabban pedig egy villányi lamprofírt vizsgáltunk (Máriagyűd), amelynek paleomágneses iránya tektonikai korrekció előtt illeszkedik a bezáró mészkő tektonikai

V. táblázat. Új és korábban publikált paleomágneses eredmények összefoglaló táblázata a Mórágyi-rög és Keleti-Mecsek szubvulkáni teléreiből

Table V. *Summary of the new and formerly published palaeomagnetic results from the subvolcanic dykes of the Mórágy Block and Eastern Mecsek*

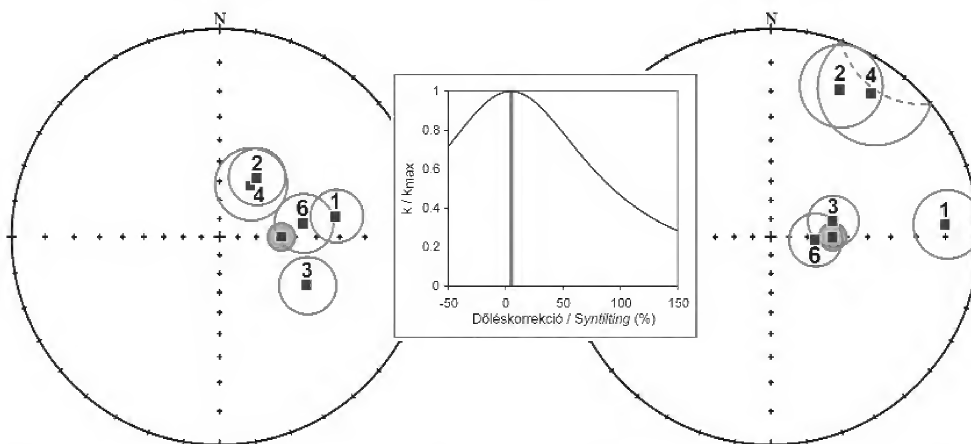
Mintavételi helyek		N	Mérési adatok							
			tektonikai korrekció nélkül				tektonikai korrekcióval			
			D (°)	I (°)	k	α_{95} (°)	D (°)	I (°)	k	α_{95} (°)
Mórágyi-rög	új	5	82	+59	50	11				
Mórágyi-rög	korábban publikált	10	94	+57	28	9				
Mórágyi-rög	összes	15	90	+58	33	7				
Keleti-Mecsek	összes új és korábban publikált, Óbánya nélkül	5	73	+50	9	26	57	+34	5	39
Keleti-Mecsek	1. Hidasi völgy, trachit, 3. Hosszúhetény, alkálibazalt-telér, 6. Máza, alkálibazalt-telér	3	93	+40	19	29	85	+45	7	49
Vh	Máriagyűd, lamprofírtelér	1	329	+76	226	4	184	+70	226	4

N = mintavételi helyek száma; D = deklináció, I = inklináció; k = pontosság; α_{95} = konfidenciaszög (FISHER 1953), Vh = Villányi-hegység. A Keleti-Mecsekből korábban vett minták (2, 4) nincsenek feltüntetve.

N = number of sampling sites; D = declination, I = inclination; k = precision parameter; α_{95} = confidence limit (FISHER 1953), Vh = Villány Hills. Samples (2, 4) formerly taken from the Eastern Mecsek not presented.

korrekció utáni paleomágneses irányához (D=40°, I=68°), míg tektonikai korrekció után magában véve is teljesen abszurd (l. V. táblázat), mert azt kb. 180°-os rotációként kellene értelmeznünk. A mészkő paleomágneses irányának deformációt megelőző korát nemcsak a korábban publikált adatok (MÁRTON E. 2000), hanem a legújabb paleomágneses vizsgálatok is bizonyítják (a Harsány-hegy Nagyharsányi Mészkövét képviselő 18 mintán D = 28°, I = 51°, k = 29, α_{95} = 4°), mert ezek a korábban publikált iránnyal hibahatáron belül megegyező eredményre vezettek

A Mecsek és Villányi-hegység kréta szubvulkáni kőzeteinek paleomágneses irányait a fenti bizonyítékok alapján ott is tektonikai korrekció nélkül elemezzük, ahol a bezáró kőzet települése vízszintestől különbözik. Ezeket az



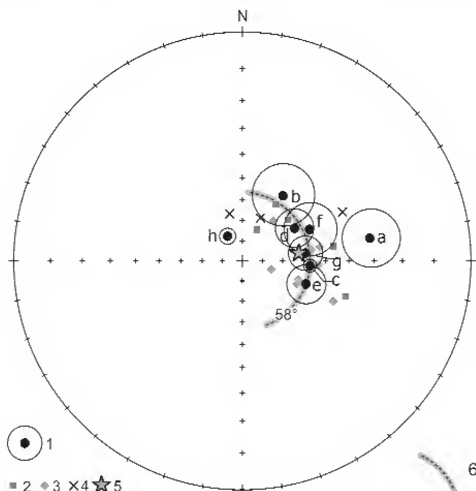
8. ábra. A Keleti-Mecsek szubvulkáni kőzeteiből (Óbánya nélkül, öt mintavételi helyre) kapott paleomágneses irányok és a Mórágyi-rög fiatal kőzettelléreinek középiránya

Szélső ábrák = a mintavételi helyekre meghatározott paleomágneses középirányok (1-4, 6) és a Mórágyi rög középiránya (V. táblázat, szürke kör = 15 helyből számolva). Kör = α_{95}. Bal oldalt = tektonikai korrekció előtt, jobb oldalt = korrekció után. Alsófélgömb-vetület. Középen = az irányok párhuzamosságát jellemző k érték változása fokozatos dőléskorrekcióra. A k 0% dőléskorrekció körül éri el a maximumát, tehát a mágnesezettség gyűrődés utáni (ha gyűrődés előtti lenne, a k legnagyobb értékét a teljes, 100%-os dőléskorrekcióra érné el). 1 – Hidasi-völgy, trachit; 2 – Komló, alkálibazalt-intrúzió; 3 – Hosszúhetény, alkálibazalt-telér; 4 – Kövestető, fonolit (5 – Óbánya, alkálibazalt-telér, az ábráról elhagyva), 6 – Máza, alkálibazalt-telér

Figure 8. *Palaeomagnetic directions for the subvolcanic rocks of the Eastern Mecsek Mts (without Óbánya, five sampling points) and the mean direction of the young dykes of the Mórágy Block*

Figures left and right = mean palaeomagnetic directions (1-4, 6) and the mean direction of the Mórágy Block (Table V, grey circle = calculated from 15 sampling sites). Circle = α_{95}. Left = before tilt correction, right = after tilt correction. Lower hemisphere projection. Figure in the centre = change of the k value, which characterise the parallelism of the directions, during the gradual tilt correction. Value of k reaches its maximum around 0% of tilt correction, thus, the magnetisation is younger than folding (if it were older than folding the maximum value of k would be seen at 100% tilt correction). 1–Hidasi-völgy, trachyte; 2–Komló, alkali basalt intrusion; 3–Hosszúhetény, alkali basalt dyke; 4–Köves-tető, phonolite (5–Óbánya, alkali basalt dyke, not displayed), 6–Máza, alkali basalt dyke

irányokat szögtartó vetületen ábrázolva (9. ábra) azt látjuk, hogy néhány, inklináció szempontjából kiütő adattól eltekintve az irányok egy 58°-os (a maihoz közeli értékű) inklinációt jelentő kiskör mentén helyezkednek el, szinte egyenletesen elosztva, kis nyugati deklinációval jellemzett irányoktól egészen a 90°-nál nagyobb keleti deklinációt mutató irányokig. Az utóbbiak a miocénnek tekintett Komlói Andezit paleomágneses irányához (MÁRTON E. 1986) hasonlóak.



9. ábra. Az új és régi irányok eloszlása szögtartó vetületen

Alsófélgömb-vetület. 1 – *új irányok:* a = Hidasi-völgy, b = Komló, c = Harsányipuszta, d= Mórágy vasútállomás, e = Kismórágy, f = Üh–29 fúrás, g = Üh–39 fúrás, h = Szabolcsi-völgyi kőfejtő (telér + „kontakt" mészkő); 2–5 – *régi irányok:* 2 – Keleti-Mecsek, 3 – Mórágyi-rög, 4 – Nyugati-Mecsek (2–4 – kréta szubvulkáni testek), 5 – Komló (alsó-miocén andezit); 6 – kiskör

***Figure 9.** Distribution of new and old directions in a stereographic plot*

*Lower hemisphere projection. 1–*new directions: *a = Hidasi-völgy, b = Komló, c = Harsányipuszta, d= Mórágy Railway Station, e = Kismórágy, f = Borehole Üh–29, g = Borehole Üh–39, h = Szabolcsi-völgy Quarry (dyke + "contact" limestone); 2–5–*old directions: *2–Eastern Mecsek, 3–Mórágy Block, 4–Western Mecsek (2–4–Cretaceous subvolcanic bodies), 5–Komló (Lower Miocene andesite); 6–small sircle*

Következtetések

Az új paleomágneses mérések megerősítették a korábban ugyanezzel a módszerrel, ugyanezen képződmények más feltárásaira kapott eredményeinket. Nevezetesen azt, hogy a szubvulkáni kőzetek az alsó-kréta effuzívumoktól lényegesen eltérő paleomágneses irányokat mutatnak.

A földtani értelmezés szempontjából az a legfontosabb következtetés, hogy a szubvulkáni testek a gyűrődés és esetleges takaróképződés után nyomultak be. Más szóval az effuzív és a szubvulkáni fáciesbe tartozó képződményeket elválasztja egymástól a kréta közepén lejátszódott orogenezis.

Az effuzív magmatizmust a Mecseki-egységnek az Európai-lemezről való leválásával egyidősnek vélik (HAAS et al. 1990, HARANGI et al. 1996, MÁRTON 2000), ami jól illeszkedik a régió fejlődésmenetéről alkotott képbe.

A szubvulkáni képződményekben rögzült jelentős elfordulást — bár különböző szögekkel, de — az utóbbi két évtized gyakorlatilag minden paleotektonikai, ősföldrajzi és geodinamikai összesítésében elfogadják (pl. HAAS et al. 1990, KOVÁČ et al. 1994, FODOR et al. 1999, CSONTOS et al. 2002, CSONTOS & VÖRÖS 2004), azonban többnyire homályban hagyják mind viszonyát a mecseki kora-kréta magmatizmushoz, mind azoknak a szubvulkáni képződményeknek a helyzetét és eredetét (a vázolt képen belül), amelyek ezt az elfordulást rögzítik. HARANGI et al. (1996) az elfordulást összekapcsolja a Mecseki-egységnek az Európai-lemezről történt leválásával és a szubvulkáni képződményeket az effuzívumokkal rokonítja.

Világosan kell azonban látnunk, hogy a paleomágneses irányok csak úgy jeleznek elfordulást, ha a kőzettesteket mai helyzetükben vesszük, s nem vagyunk tekintettel a mellékkőzetek különböző dőlésére és a Mórágyi-rög esetleges utólagos kibillenésére. Abban az esetben, ha a befogadó üledékes kőzetek dőlt települése alapján visszaállítjuk a paleomágneses irányokat a felhalmozódáskori helyzetükbe (tektonikai korrekciót végzünk), az irányok szórtabbá válnak, egy részük pedig értelmezhetetlenné lesz. Más szóval az elfordulás bizonyíték nélkül marad, s az egyébként jó minőségű, konzisztens paleomágneses adatok használhatósága kétségessé válik.

Nem lehet tehát a jelentős elfordulást úgy elfogadni, hogy azt a gyűrődésnél idősebbnek gondoljuk. Ha viszont elfogadjuk, a késő-jurában és kora-krétában csak kismérvű elfordulással számolhatunk, s az elfordulás zömét a gyűrődés utánra kell tennünk.

Felvetődik a kérdés, milyen eredetűnek gondoljuk azt a szubvulkáni tevékenységet, amely a kréta közepi gyűrődést követő elfordulást kísérte. Az anyagi jellemzők alapján ugyanolyan rift jellegűnek vélik, mint a kora-kréta effuzív vulkanizmust (HARANGI 1994, HARANGI et al. 1996). A riftesedés felnyílást jelentene, s ennek természetes kísérője lehetne az elfordulás. Figyelembe véve a Szolnoki-flisöv üledéktörténetét, ezt a felnyílást nem sokkal a gyűrődés utánra, a késő-kréta korai szakaszára kellene tennünk.

Itt lépnek be a képbe a *villányi lamprofírok.* Ezeket a mecseki magmatitoktól genetikailag elválasztják, s paleotektonikai szintézisekre támaszkodva azoknál fiatalabbnak gondolják (NÉDLI & M. TÓTH 2002, 2007; NÉDLI et al. 2006, 2010). A máriagyűdi telérből kapott paleomágneses középirány azonban a mecsekiek alapján kimutatott elfordulás elé vagy annak korai szakaszára esik. A lamprofírok tehát nem lehetnek fiatalabbak a mecseki szubvulkáni testeknél, hanem azok közül éppen a legidősebbekkel vélhetők egykorúnak (l. a 9. ábrát) vagy még azoknál is korábbiaknak. A villányi lamprofírok xenolitjaiból szubdukciós eredetű felső köpenyre következtettek, a mecseki szubvulkáni kőzeteket pedig rift eredetűnek gondolják. A paleomágneses adatokból feltételezhető sorrend ezekkel a minősítésekkel összhangban áll: a mecseki egységben szubdukciót követő felnyílással lehet dolgunk.

Nem hagyhatjuk azonban figyelmen kívül azt a körülményt, hogy a máriagyűdi telér gyűrődés után nyomult be, vagyis képződése inkább poszt-szubdukciós, mint szubdukciós lehet. Meglehetősen furcsa az a helyzet, amelyben

két, egymástól alig 30 km-re eső, közel egykorú magmás övezet anyagát eltérő felsőköpenyből származtatják, amelynek mélysége a vízszintes távolságnak legalább két-háromszorosa.

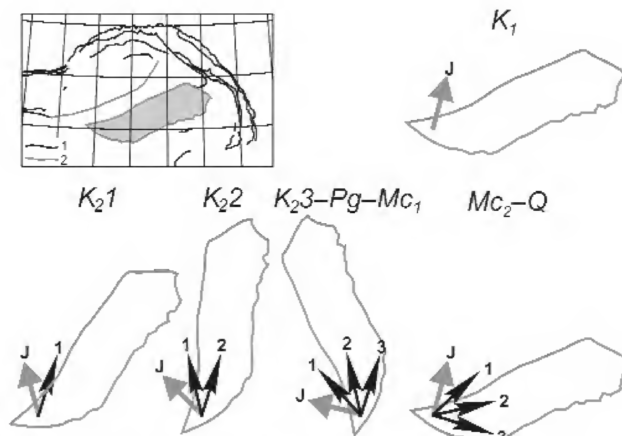
A *mecseki effuzív és szubvulkáni kőzetek szétválasztását* illetően kételyek támadhatnak amiatt, hogy hosszú időn át feltételezték: ugyanazon magma termékeinek tekinthetők. HARANGI (1994) azonban arra a következtetésre jutott, hogy a két sorozat nem köthető ugyanazon anyamagma frakcionált kristályosodásához, hanem inkább hasonló köpeny eltérő fokú parciális olvadásával kapcsolatos. A „hasonló köpeny” értelemszerűen nem jelent *azonos* köpenyt, vagyis az összetétel nem bizonyítja az egykorúságot.

Az *elfordulás iránya* első pillantásra az óramutató járásával egyezőnek tűnik. Figyelembe kell azonban vennünk, hogy a mecseki alsó-kréta effuzívumok és valamennyi idősebb üledék, akárcsak a Villányi-hegység minden jura-alsó-kréta üledéke *mai* helyzetében mutat európai rokonságot igazoló irányt. Ennek magyarázatára két rotációt tételezünk fel: egy korábbi, óramutató járásával ellentétes és egy későbbi, azzal egyező irányút (BALLA 1986, 1987). Az első rotáció folyamán mágneseződnek a szubvulkáni testek. E rotáció idején valamennyi albai és annál idősebb képződmény paleomágneses deklinációja nyugatra fordul. A második, az óramutató járásával egyező irányú rotáció a Komlói Andezit mágneseződése után kezdődik. Ekkor az albainál idősebb képződmények visszafordulnak kb. az eredeti helyzetükbe. (Ez az utóbbi két évtized szintéziseibe beépült). A szubvulkáni testek közül a legidősebbeknek a jura–alsó-kréta üledékekéhez hasonló a deklinációja. A fiatalabbaknak, amelyek az óramutató járásával ellentétes rotáció közben mágneseződtek, változó nagyságú, de mindig óramutató járásával megegyező irányú a deklinációja (10. ábra).

Az óramutató járásával megegyezőnek tűnő, de valójában azzal ellentétes irányú *elfordulás teljes szögét* illetően a legmegbízhatóbb adatot a Mórágyi-rög (9. ábra, c) és a Komlói Andezit (9. ábra, 5) szinte azonos, kb. 90°-os deklinációval jellemzett paleomágneses iránya adja. Az első nagy pontossága és a második jóval fiatalabb kora nem teszi lehetővé, hogy kisebb szöggel számoljunk. Ezt a körülményt a szintézisek eléggé szabadon kezelik.

A *Mórágyi-rög kibillenését* a későbbi tektonikai mozgások során elvileg nem zárhatjuk ki. A szerkezeti elemek (kőzethatárok, zárványok, aplittelérek, palásság, milonitok) településének elemzése nyomán azonban BALLA (2010) azt a következtetést vonta le, hogy a Mórágyi Gránit-test ma is eredeti helyzetében van, nem billent ki a későbbi tektonikai mozgások során. A Mórágyi-rög telérkőzeteiből kapott paleomágneses irányok ezzel a megállapítással jó egyezésben vannak. A kétféle konklúzió megerősíti egymást.

Azt látjuk tehát, hogy a paleomágneses adatokból vázolt kép összhangban van a földtani ismereteinkkel, csak az azokból alkotott szintézisek pontosítását/módosítását igényli. A legfontosabb módosítás azt jelenti, hogy számolunk egy, a kréta közepi gyűrődésnél fiatalabb felnyílással a Dél-Dunántúl és a stabil Európa között, s ezzel a felnyílással kapcsoljuk össze a Dél-Dunántúl — és az egész Tiszai-egység — nagymérvű elfordulását az óramutató járásával ellentétes irányban.



10. ábra. A Tiszai-egység forgástörténete

A Tiszai-egység körvonala és helyzete – BALLA (1986, 1987) nyomán. 1-2 – fő tektonikai határok: 1 – felszínen, 2 – medencealjzatban. Feliratok: K_1 – kora-kréta; K_2 – késő-kréta: $K_2$1 – az elfordulás első 30°-a utáni időpont, $K_2$2 – az elfordulás második 30°-a (összesen 60°) utáni időpont, $K_2$3 – az elfordulás harmadik 30°-a (összesen 90°) utáni időpont; Pg – paleogén; Mc_1 – kora-miocén; Mc_2 – középső-miocén; Q – negyedidőszak. Nyilak = paleomágneses irányok: J – jura, 1 – $K_2$1, 2 – $K_2$2, 3 – $K_2$3

Figure 10. *The rotation history of the Tisza Unit*

Contour and position of the Tisza Unit–after BALLA (1986, 1987). 1-2–principal tectonic boundaries: 1–on the ground surface, 2–in basin basement. Subtitles: K_1–Early Cretaceous; K_2–Late Cretaceous: $K_2$1–the moment after the first 30° of the rotation, $K_2$2–the moment after the second 30° of the rotation (total 60°), $K_2$3–the moment after the third 30° of the rotation (total 90°); Pg–Palaeogene; Mc_1–Early Miocene; Mc_2–Middle Miocene; Q–Quaternary. Arrows = palaeomagnetic directions: J–Jurassic, 1–$K_2$1, 2–$K_2$2, 3–$K_2$3

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki a Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kft. (RHK Kft.) és az OTKA 62468 (A Mecseki- és a Villány–Bihari-zóna ősföldrajzi viszonyainak feltárása a felső-triász–középső-kréta képződmények sokoldalú elemzése alapján) projekt vezetésének a vizsgálatok finanszírozásáért, külön személyesen CSÁSZÁR Gézának a cikkünk megírása érdekében tett erőfeszítéseiért.

Irodalom — References

ÁRVÁNÉ SÓS E., BALOGH K. & PÉCSKAY Z. 1991: Balatonfelvidéki és villányi vulkanitokon végzett K-Ar módszeres kormeghatározások (in Hungarian, translated title: Dating of volcanites from the Balaton Highland and Villány Hills by K-Ar method). — *Kézirat,* (manusrcript), Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

BALLA Z. 1986: Analysis of the anti-clockwise rotation of the Mecsek Mountains (Southwest Hungary) in the Cretaceous: Interpretation of palaeomagnetic data in the light of geology. — *Geophysical Transactions* **32/2,** 147–181.

BALLA Z. 1987: A Mecsek óramutatójárással ellentétes elfordulása a krétában: paleomágneses adatok értelmezése a földtani ismeretek fényében (in Hungarian, with English abstract: Analysis of the anti-clockwise rotation of the Mecsek Mountains (Southwest Hungary) in the Cretaceous: Interpretation of palaeomagnetic data in the light of geology). — *Általános Földtani Szemle* **22,** 55–98.

BALLA, Z. 2010: The monzonite centre and folds in the Mórágy Granite Pluton (SW Hungary) (Monzonitos centrum és redők a Mórágyi Gránit-testben). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2009,** 65–90.

BALLA Z. & GYALOG L. 2009: A Mórágyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórágyi-rög északkeleti részének földtani térképsorozatához (1:10 000) (Geology of the North-eastern part of the Mórágy Block. Explanatory notes to the Geological map series of the north-eastern part of the Mórágy Block [1:10,000]). — Magyarország tájegységi térképsorozata, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 283 p. (216 p.)

BALLA Z., CSÁSZÁR G., FÖLDVÁRI M., GULÁCSI Z., GYALOG L., HORVÁTH I., KAISER M., KIRÁLY E., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., MAGYARI Á., MAROS GY., MARSI I., MUSITZ B., RÁLISCH E., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŐCS T., TÓTH GY. (MÁFI); BERTA J., CSAPÓ Á., CSURGÓ G., GORJÁNÁCZ Z., HÁMOS G., HOGYOR Z., JAKAB A., MOLNOS I., MOSKÓ K., ORSZÁG J., SIMONCSICS G., SZAMOS I., SZEBÉNYI G., SZŰCS I., TURGER Z., VÁRHEGYI A. (Mecsekérc); BENEDEK K., MOLNÁR P., SZEGŐ I., TUNGLI GY. (Golder); MADARASI A., MÁRTONNÉ SZALAY E., PRÓNAY ZS., TILDY P. (ELGI); SZONGOTH G. (Geo-Log); GACSÁLYI M. (MBFH); KOVÁCS L. (Kútfej Bt.); MÓNUS P. (GeoRisk) & VÁSÁRHELYI B. (Vásárhelyi és Tsa Bt.) 2008: A felszín alatti földtani kutatás zárójelentése (in Hungarian, translated title: Final report of the underground exploration). — *Kézirat* (manuscript), Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1419.

BARABÁS A. 1956: A mecseki perm időszaki képződmények. Kandidátusi értekezés (in Hungarian, translated title: Permian sequences of the Mecsek. Candidate dissertation). — *Kézirat* (manusrcript), Magyar Tudományos Akadémia, Budapest.

BILIK I. 1996: Mecsekjánosi Bazalt Formáció (in Hungarian, translated title: Mecsekjános Basalt Formation). — In: CSÁSZÁR (1996a), 102–106.

BILIK I., CSÁSZÁR G. 1996: Hidasivölgyi Márga Formáció (in Hungarian, translated title: Hidasivölgy Marl Formation). — In: CSÁSZÁR (1996a), 107–109.

CHIKÁN G., CHIKÁN G.-né & KÓKAI A. 1984: A Nyugati-Mecsek földtani térképe, 1:25 000 (in Hungarian, translated title: Geological map of the Western Mecsek, 1:25,000). — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

CSÁSZÁR G. (szerk.) 1996a: *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Kréta* (in Hungarian, translated title: Lithostratigraphic units of Hungary. Cretaceous). — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 163 p.

CSÁSZÁR G. 1996b: Magyaregregyi Konglomerátum Formáció (in Hungarian, translated title: Magyaregregy Conglomerate Formation). — In: CSÁSZÁR (1996a), 110–112.

CSÁSZÁR G. 1996c: Apátvarasdi Mészkő Formáció (in Hungarian, translated title: Apátvarasd Limestone Formation). — In: CSÁSZÁR (1996a), 113–114.

CSONTOS, L. & VÖRÖS, A. 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **210/1,** 1–56.

CSONTOS, L., MÁRTON, E., WÓRUM, G. & BENKOVICS, L. 2002: Geodynamics of SW Pannonian inselbergs (Mecsek and Villány Mts., SW Hungary). — *EGU [European Geosciences Union] Stephan Mueller Special Publication Series* **3,** 227–245.

FISHER R. 1953: Dispersion on a sphere. — *Proceedings of the Royal Society,* A, *Mathematical, Physical and Engineering Sciences* **217/1130,** 295–305.

FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYŐRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): The Mediterranean basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. *Geological Society Special Publication* **156,** 295–334.

FÜLÖP J. 1966: A Villányi-hegység krétaidőszaki képződményei (Les formations crétacées de la montagne de Villány). — *Geologica Hungarica, Series Geologica* **15,** 3–52 (53–87).

GÖRÖG Á. 1996: A magyarországi kréta Orbitolina-félék vizsgálata. Sztratigráfiai és ökológiai értékelés. Doktori értekezés (in Hungarian, translated title: Investigation of the Cretaceous Orbitolina of Hungary. Doctoral thesis). — *Kézirat (manuscript),* Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 329 p.

GYALOG L., BALLA Z., CSÁSZÁR G., GULÁCSI Z., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., LANTOS Z., MAGYARI Á., MAROS GY., MARSI I., & PEREGI ZS. 2006: Bátaapáti hulladéktároló felszín alatti létesítményeinek előkészítési munkái 2006–2007. Földtani és geomorfológiai térképezés jelentése. — *Kézirat,* Magyar Állami Földtani Intézet, Tekt. 1339; Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., Paks, RHK–K–131/06.

HAAS, J., KOVÁCS, S., VÖRÖS, A. & CSÁSZÁR, G. 1990: Evolution of Tethy as reflected by the geological formations of Hungary. — *Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica Hungarica* **25/3–4,** 325–344.

HARANGI, SZ. 1994: Geochemistry and petrogenesis of the Early Cretaceous continental rift-type volcanic rocks of the Mecsek Mountains, South Hungary. — *Lithos* **33/4,** 303–321.

HARANGI SZ. 2006: Mecseki (üveghutai) „trachyandezit" kőzetminták petrográfiai és geokémiai értékelése (in Hungarian, translated title: Petrographic and geochemical interpretation of the „trachyandezit" specimens from Mecsek [Üveghuta]). — *Kézirat* (manuscript), Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1311.

HARANGI SZ. & ÁRVÁNÉ SÓS E. 1993: A Mecsek hegység alsókréta vulkáni kőzetei I. Ásvány- és kőzettan (in Hungarian, with English abstract: Early Cretaceous volcanic rocks of the Mecsek Mountains [South Hungary]. I. Mineralogy and petrography). — *Földtani Közlöny* **123/2,** 129–165.

HARANGI, SZ., SZABÓ, CS., JÓZSA, S., SZOLDÁN, ZS., ÁRVA-SÓS, E., BALLA, M. & KUBOVICS, I., 1996: Mesozoic igneous suites in Hungary: implications for genesis and tectonic setting in the northwestern part of Tethys. — *International Geology Review* **38/4,** 336–360.

HETÉNYI R., HÁMOR G., FÖLDI M., NAGY I., NAGY E. & BILIK I. 1982: A Keleti-Mecsek földtani térképe, 1:25 000 (in Hungarian, translated title: Geological map of the Eastern Mecsek, 1:25,000). — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

IMREH L. 1956: A mecseki felső-triász homokkőösszlet felső részének kőzettani vizsgálata (in Hungarian, with German abstract: Petrographische Untersuchung des oberen Teiles des obertriassischen Sandsteins des Mecsek-Gebirges. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **45/1,** 53–72.

KARDOSSNÉ DANZVITH A. 1956: A komlói alsó-liász kőszénösszlet meddőinek mikroszkópos vizsgálata (in Hungarian, with German abstract: Mikroskopische Untersuchung der tauben Gesteine des unterliassischen Steinkohlenkomplexes von Komló). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **45/1,** 73–93.

KIRSCHVINK J. L. 1980: The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. — *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* **62/3,** 699–718.

KOVÁČ, M., KRÁĽ, J., MÁRTON, E., PLAŠIENKA, D. & UHER, P. 1994: Alpine uplift history of the Central West Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. — *Geologica Carpathica* **45/2,** 83– 96.

LANTAI, C. 1987: Petrology and geochemistry of Lower Cretaceous mafics from the western Mecsek Mountains (South Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **30/3–4,** 339–356.

MANGULT I. 1995: Terepi jelentés a beremendi vulkanitról. — *Kézirat,* Magyar Bányászati és Földtani Hivatal, Pécsi Bányakapitányság, TD 2387.

MAURITZ B. 1913: A Mecsek hegység eruptivus kőzetei (in Hungarian, translated title: Igneous rocks of the Mecsek Mountains). — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **21/6,** 151–190.

MAURITZ B. & CSAJÁGHY, G. 1952: Alkáli telérkőzetek Mórágy környékéről (in Hungarian, translated title: Alkali dykes in the surroundings of Mórágy). — *Földtani Közlöny* **82/4–6,** 137–142.

MÁRTON, E. 1986: Paleomagnetism of igneous rocks from the Velence Hills and Mecsek Mountains. — *Geophysical Transactions* **32/2,** 83–145.

MÁRTON, E. 2000: The Tisza Megatectonic Unit in the light of paleomagnetic data. — *Acta Geologica Hungarica* **43/3,** 329–343.

MÁRTON E. 2010: Jelentés a máriagyűdi Szabolcsi-völgyi kőfejtőben feltárt bazalttelér paleomágneses vizsgálatáról (in Hungarian, translated title: Report on the palaeomagnetic investigation of the basalt dyke exposed in the Szabolcsi-völgy Quarry at Máriagyűd). — Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

MÁRTON, P. & SZALAY-MÁRTON, E. 1969: Paleomagnetic investigation of magmatic rocks from the Mecsek Mountains, Southern Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* **12,** 67–80.

MOLNÁR, S. & SZEDERKÉNYI, T. 1996: Subvolcanic basaltic dyke from Beremend, Southeast Transdanubia, Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **37,** 181–187.

NAGY I. 1996. Márévári Mészkő Formáció (in Hungarian, translated title: Márévár Limestone Formation). — In: CSÁSZÁR G. (szerk.) 1996a: *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Kréta* (in Hungarian, translated title: Lithostratigraphic units of Hungary. Cretaceous). — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 99–101.

NÉDLI ZS. 2004: A Villányi-hegység bázisos teléreinek petrográfiája, geokémiája és petrogenetikája. — *Kézirat,* PhD értekezés. Tézisek. Szegedi Egyetem, Szeged, 10 p.

NÉDLI ZS. & M. TÓTH, T. 1999: Igneous records of the Meso-Alpine (Late Cretaceous) subduction in the Villány Mts. (Tisza Block, SW Hungary). — SZÉKELY, B., FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. (eds): 4th Workshop on Alpine geological studies, 21–24 September 1999, Tübingen (Germany). — *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A: Geologie, Paläontologie, Stratigraphie* **52,** 188–189.

NÉDLI, ZS. & M. TÓTH, T. 2002: Subduction-related volcanism in the SW Tisia and its geodynamic consequences. — *Geologica Carpathica* **53** (Special Issue), 213–214.

NÉDLI ZS. & TÓTH T. 2003: Késő-kréta alkáli bazalt vulkanizmus a Villányi-hegységben (in Hungarian, with English abstract: Late Cretacoeus alkali basalt volcanism in the Villány Mts [SW Hungary]). — *Földtani Közlöny* **133/1,** 49–68.

NÉDLI, ZS. & M. TÓTH, T. 2007: Origin and geotectonic significance of Upper Cretaceous lamprophyres from the Villány Mts (S Hungary). — *Mineralogy and Petrology* **90/1–2,** 73–107.

NÉDLI, ZS., M. TÓTH, T. & SZABÓ, CS. 2006: Geodynamic significance of Late Cretaceous lamprophyres from the Carpathian–Pannonian Region. — *GeoLines 20 (Proceedings of the 4th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group / 11th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group / 7th Carpathian Tectonic Workshop, Zakopane, Poland, April 2006),* 99–100.

NÉDLI, ZS. & M. TÓTH, T., DOWNES, H., CSÁSZÁR, G., BEARD, A., SZABÓ, CS. 2010: Petrology and geodynamical interpretation of mantle xenoliths from Late Cretaceous lamprophyres, Villány Mts (S Hungary). — *Tectonophysics* **489/1–4,** 43–54.

NÉMEDI VARGA Z. 1963: Hegységszerkezeti vizsgálatok a kövestetői fonolitterületen (in Hungarian, with English abstract: Structural history of the Mecsek Mountains in the phonolite area of Kövestető [Mecsek Mountains]). — *Földtani Közlöny* **93/1,** 37–53.

PANTÓ G. 1961: Mezozoos magmatizmus Magyarországon (Le magatisme mésozoďque en Hongrie). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49/3,** 785–799 (979–997).

RÓZSÁS F. & TÉGLÁSSY L. 1977: Adatok a Ny-mecseki bázisos-alkáli-(„trachidolerit") vulkanizmus elterjedéséről (in Hungarian, with German abstract: Über die Verbreitung des basischen-alkalischen [„Trachydolerit-"] Vulkanismus des westlichen Mecsek-Gebirges). — *Földtani Közlöny* **107/2,** 229–232.

STRAUSZ L. 1942: Adatok Baranya geológiájához (in Hungarian, with German abstract: Angaben zur Geologie des Baranyaer Komitates). — *Földtani Közlöny* **72/4–12,** 181–191 (119–121).

VADÁSZ E. 1960: *Magyarország földtana.* Második, átdolgozott és bővített kiadás (in Hungarian, translated title: Geology of Hungary. Second, revised and extended edition). — Akadémiai Kiadó, Budapest, 646 p.

VÁRSZEGI K. 1970: A Mecsek hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Pécs–ÉNy, Földtani térkép (in Hungarian, translated title: Geological map of the Mecsek Mountains, 10,000 series, Pécs–NW, Geological map). — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

VÁRSZEGI K. 1972: *Magyarázó a Mecsekhegység földtani térképéhez. 10 000-es sorozat. Pécs–ÉNy* (in Hungarian, translated title: Explanatory notes to the geological map of the Mecsek Mountains, 10,000 series, Pécs–NW). — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 42 p.

VICZIÁN I. 1971: A mecseki fonolit kőzettani vizsgálata (in Hungarian, with English abstract: Petrology of the Mecsek Mts phonolites). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1969**-*ről,* 327–344.

Kézirat beérkezett: 2010. 11. 17.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
141/2, 445–468., Budapest, 2011

Újabb adatok a kolozsvári felső-eocén üledékek rák-faunájának (Crustacea – Decapoda) ismeretéhez

MIHÁLY Zoltán

RO 400295 Cluj-Napoca (Kolozsvár), str. Ştefan Mora 10/18.

New data on the Crustacean (Crustacea – Decapoda) fauna from the Late Eocene of Cluj

Abstract

In a previous work (MIHÁLY 1963), the author described a new Decapod fossil: *Xanthopsis bittneri* LŐRENTHEY, not yet known in Romania and South-East Europe. This form has been found in the Someşul Mic river bed, in the *Nummulites fabianii* level, namely in terminal part of the Cluj Limestone Formation (HOFMANN 1879), belonging to the Upper Eocene; in a very good preservation.

After VÍA BOADA (1969), this species belong to the *Harpactoxanthopsis* genus, created by him, accepted by us, when we have studied the type species in the Geological Institute of Hungary, in Budapest.

Later, the number of samples at this level has reached 15 pieces, and, it has also been discovered in the Brebi Marl Formation (HOFMANN 1879); in the same place 8 specimens were found. In this work we present the morphometry of the discovered exemplars.

Within this work the author describes a new species of the Upper Eocene from Romania, namely *Micromaia tuberculata* BITTNER of the Cluj Limestone Formation.

Keywords: Crustaceans, Late Eocene, Cluj Limestone Formation, Brebi Marl Formation

Noi date asupra faunei de crustacee (Crustacea – Decapoda) din Eocenul Târziu de la Cluj

Rezumat

Autorul, într-o lucrare precedentă (MIHÁLY, 1963) a descris un decapod fosil sub denumirea *Xanthopsis bittneri* LŐRENTHEY, nou pentru paleofauna României, respectiv pentru cea a Sud-Estului Europei. Această formă – într-o stare de păstrare foarte bună – a fost găsită în Priabonianul Superior, respectiv, în partea terminală a Formaţiunii Calcarului de Cluj (HOFMANN 1879), în nivelul cu *Nummulites fabianii*. Situl se găseşte în oraşul Cluj-Napoca, în albia Someşului Mic, sub „Dig”.

După revizuirile sistematice ale lui VÍA BOADA (1969), această specie aparţine genului *Harpactoxanthopsis* creat de el; încadrarea fiind acceptată şi de noi, în urma confruntării cu specia tip, păstrată în colecţia Institutului Geologic Maghiar de Stat din Budapesta.

Continuând cercetările, numărul exemplarelor din acest nivel a ajuns la 15, şi ca element nou, specia a fost identificată şi în Formaţiunea Marnelor de Brebi (HOFMANN 1879) („marnele cu bryozoare” auctorum) – într-un număr de 8 exemplare. Deci, în total dispunem de 23 de exemplare aparţinând speciei *Harpactoxanthopsis bittneri* (LŐRENTHEY 1897). În lucrarea de faţă prezentăm morfometria acestor forme.

Studiile noastre de teren în acelaş sit, au scos la iveală însă şi o altă specie, nouă pentru fauna eocenă din România: *Micromaia tuberculata* BITTNER , tot din Formaţiunea Calcarului de Cluj, pe care o prezentăm în lucrarea de faţă.

Cuvinte chei: Crustacee, Eocen Târziu, Formaţiunea Calcarului de Cluj, Formaţiunea Marnelor de Brebi

Összefoglalás

Szerző, egy korábbi dolgozatban (MIHÁLY, 1963) leírt egy Románia és Délkelet-Európa ősállatvilága számára új tízlábú rákot: *Xanthopsis bittneri* LŐRENTHEY néven. Ez a kitűnő megőrződésű forma a felső-priabonai üledékekből, a Kolozsvári Mészkő Formáció (HOFMANN 1879) *Nummulites fabianii*-tartalmú szintjéből került elő. A lelőhely Kolozsváron, a Kis-Szamos medrében, a „Gát” alatt volt.

VÍA BOADA (1969) értelmezése szerint ez a faj az általa bevezetett *Harpactoxanthopsis* nemzetséghez tartozik. Miután tanulmányozhattuk a Magyar Állami Földtani Intézet gyűjteményében található típuspéldányt, mi is elfogadtuk ezt a rendszertani besorolást.

Tovább kutatva, ugyanabból a szintből összesen 15 példányt sikerült kibontanunk, s újdonságképpen 8 példányt a Berédi Márga Formációban (HOFMANN 1879) (korábban: „bryozoás márgák”) is találtunk. Tehát, összességében 23 *Harpactoxanthopsis bittneri* (LŐRENTHEY 1897) példány áll ma rendelkezésünkre, melyek morfometriáját mellékeljük.

Utóbb, ugyanarról a lelőhelyről, szintén a Kolozsvári Mészkő formációból, még előkerült egy Romániára nézve új faj, a *Micromaia tuberculata* BITTNER is, melyet jelen dolgozatunkban bemutatunk.

Tárgyszavak: rákok, késő-eocén, Kolozsvári Mészkő formáció, Berédi Márga Formáció

Bevezetés, kutatási előzmények

Az Erdélyi-medence ÉNy-i részének paleogén (különösen annak középső–felső-eocén) rétegsora igen gazdag őslénytani szempontból. Irodalma tekintélyes, nem célunk erre részletesen hivatkozni. A Kolozsvár környéki terület rövid rétegtani jellemzését Călin BACIU és Sorin FILIPESCU (2002) munkájában megtalálhatjuk. A minket érintő két felső-eocén formáció (Kolozsvári Mészkő és Berédi Márga) a Kis-Szamos medréből, a mai Iuliu Haţieganu Egyetemi Sporttelep környékéről régóta ismert (KOCH 1894). A Szamos-gátnál még ma is feltárt Kolozsvári Mészkő Formáció egy sekélytengeri karbonátplatform üledéksora (CODREA, VREMIR, DICA 1997), melyre a mélyülő vízben lerakódott Berédi Márga Formáció települt. Ennek felső harmadában húzható meg az eocén/oligocén határ (RUSU et al. 1994), de sem e felső szint, sem a fedő, sekélyebb mélységben lerakódott képződmények (Hója-dombi Mészkő Tagozat, Mérai Formáció), már nem követhetők a Kis-Szamos medrében, csak a szomszédos domboldalakon.

Ami a jelzett üledékek rák-faunájának irodalmát illeti, az is gazdag. Ha csak Kolozsvár határára vonatkozunk, megjegyzendő, hogy Koch Antalnak köszönhetően, Alexander BITTNER (1893) írta le innen az első, késő-eocénkori rák alakokat (többek között 5 új fajt), majd LŐRENTHEY Imre (1897a; 1897b; 1901; LŐRENTHEY, BEURLEN, 1929) tanulmányozta azokat. K SZŐTS Endre (1942) *Xanthopsis quadrilobata* (DESMAREST, 1822)-ként ismertetett egy alakot, melyet KOCH Sándor a kolozsvári „durvamészben” (=Kolozsvári Mészkő Formáció) talált. A K SZŐTS által leírt és ábrázolt fajt mi a késõbben általunk megtalált *Harpactoxanthopsis bittneri* LŐRENTHEY 1897 fajjal (MIHÁLY, 1963) azonosítjuk. (Egyébként, a „*Xanthopsis*” (=*Harpactoxanthopsis*) *quadrilobata* (DESMAREST, 1823)-t LŐRENTHEY és BEURLEN (1929) valóban jelezték több helyről is az egykori Magyarország területéről, de egyértelműen a középső-eocénből.) MÉSZÁROS Miklós (1957) a *Calianassa craterifera* LŐRENTHEY et BEURLEN, 1929 faj járatait vélte felismerni az alsó-oligocén Mérai Formációból. (Hasonló járatokat ZAPFE (1935) már írt le a Bácsi-torok felső-eocén Kolozsvári Mészkő Formációjából, de mint iszapfaló *Echinidae*-k járatait. MÉSZÁROS nem hivatkozott rá, valószínűleg, nem ismerte e külföldön napvilágot látott dolgozatát.)

A talált rák-kövületek bemutatása

Harpactoxanthopsis bittneri (LŐRENTHEY 1897) a kolozsvári eocénben

Korábban megjelent dolgozatunkban (MIHÁLY, 1963; melynek magyarra fordított címe *Új adatok Kolozsvár környéke kövült rák-faunájának ismeretéhez*), egy, mind Romániában, mind Délkelet-Európában addig ismeretlen tarisznyarák, a *Xanthopsis* (=*Harpactoxanthopsis*) *bittneri* LŐRENTHEY 1898 kolozsvári előfordulását ismertettük.

Ez a tízlábú rákfaj a Kolozsvári Egyetemi Sporttelep mellett, a Kis-Szamos vize által a „Gát” alatt lévő feltárás, felső-eocén rétegeiből, vagyis a Kolozsvári Mészkő Formáció (HOFMANN 1879) tetejéből, a *Nummulites fabianii*-s szintből került elő, hét, nagyon jó megtartású példányban, amelyeket 1957-től kezdve gyűjtöttünk. Ma a feltárás már nem lelhető meg, helye az 1918. december 1. sugárút és a Petúnia utca kereszteződésétől 300 m-re K-re, a Kis-Szamos bal partján keresendő (megközelítő Google Earth koordinátái: 46ş 46’ 04” N és 23ş 33’ 25” E).

A *Xanthopsis bittneri* fajt eredetileg LŐRENTHEY Imre (1997b), mint újat, a Piszke (Esztergom megye) melletti felső-eocén, bryozoás szintjéből (Padrasi Márga Formáció) írta le, mely szint megfelelője az Erdélyi-medence „bryozoás rétegei”-nek, azaz a Berédi Márga Formáció (HOFMANN 1879) szintjének.

I. táblázat. A vizsgált *Harpatoxanthopsis bittneri* (LŐRENTHEY) egyedek

A példányok számozása és neme		I
		♀
A cephalothorax szélessége	(a)	67
A cephalothorax hossza	(b)	58
A homlokpárkány szélessége	(c)	32
Szemüreg (külső átmérő)	(d)	6
A mellső oldali párkány hossza	(c)	30
A hátsó oldali párkány hossza	(f)	36
A hátsó párkány hossza	(g)	26
A kéztő hossza	(h)	26
A kéztő szélessége	(i)	18
A kéztő vastagsága	(j)	11
A mozgatható ujj (Pollex) hosssza	(k)	19
A kéz hossza a mozgatható ujjal	(l)	40
A kéz hossza a mozdulatlan ujjal (index)	(m)	39
A cephalothorax szélességének és hosszúságának aránya		1,15:1

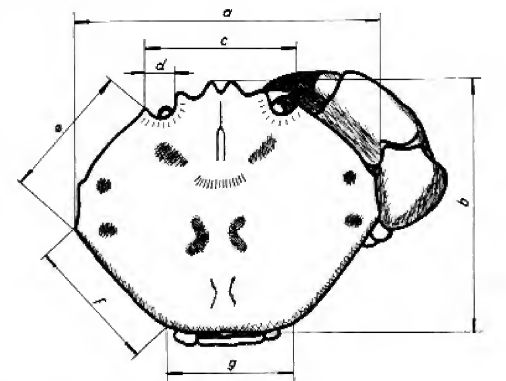
LŐRENTHEY besorolása alapján, ez az alak a *Decapoda*-k *Cyclometopidae* MILNE-EDWARDS családja *Cancrinae* MILNE-EDWARDS alcsaládjának *Xanthopsis* M'COY 1849 nemzetségéhez tartozna. Luis VÍA BOADA (1969) díjnyertes doktori dolgozatában revízió alá vette az eocén nemek rendszertani besorolását, ennek során a nemzetséget egy új, általa bevezetette alcsaládba (*Xanthopsinae*) vonta, melybe három nemzetséget sorolt. A mai rendszertan szerint (DE ANGELI et GARASSINO, 2002) ezek: a *Zanthopsis* MCCOY 1849, *Harpactocarcinus* MILNE-EDWARDS 1862 és *Harpactoxanthopsis* VÍA BOADA 1959; amelyek a *Zanthopsidae* VÍA BOADA 1959 családot – a *Carpilioidea* ORTMANN, 1893 nagycsalád része – alkotják, mely azóta még három, új nemzetséggel bővült (*Martinetta* BLOW et MANNING 1997, *Fredericia* COLLINS et JAKOBSEN 2003 és *Neozanthopsis* SCHWEITZER 2003). Ebbe a családba kizárólag, csak paleocén–miocén-kori kövült alakok tartoznak (KARASAWA et SCHWEITZER, 2006).

A LŐRENTHEY által leírt *Xanthopsis bittneri*-t VÍA BOADA a *Harpactoxanthopsis* VÍA BOADA 1959 nemzetségbe sorolta, mely nemzetségnek megjelenése a késő-eocén közepére tehető (BRÖSING, 2008). 2004. áprilisában, dr. MÜLLER Pál Mihállyal, a Magyar Állami Földtani Intézet geológusával megszemlélhettük az ott őrzött típuspéldányt – amiért ezúton is köszönetünket fejezzük ki. Ott, az már a *Harpactoxanthopsis bittneri* (LŐRENTHEY 1898) néven szerepelt [az évszám itt LŐRENTHEY művének német kiadása szerinti]. Ezt a besorolást mi is elfogadtuk.

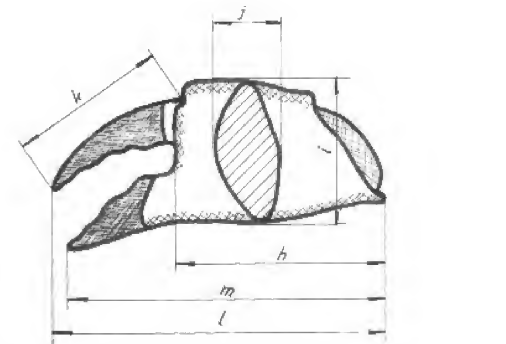
LŐRENTHEY egyetlen jó megtartású példánya (amelyet leírt), egy hím volt. A két nem (hím és nőstény) a mellpajzs (*sternum*) és a potroh (*abdomen*) kifejlődésében különböztethető meg. A hímek potroha keskeny, és fokozatosan kihegyesedő (*1. tábla, 2*), míg a nőstény szélesebb (*1. tábla, 3b*).

A *Harpactoxanthopsis* nemzetség képviselői sekély tengerek partközeli övezetében éltek, a késő-eocén közepétől (BRÖSING, 2008) a középső-oligocénig (QUAYLE et COLLINS, 1981).

A faj jobb megismerése céljából lemértük mind a 23 rendelkezésünkre álló példányt. Az adatokat táblázatban (*1. táblázat*) foglaltuk össze. A táblázat első 6 számozott példánya ma a Babeş–Bolyai Tudományegyetem őslénytani gyűjteményében található. A korábban említett szintből a továbbiakban még újabb 9 példányt sikerült kipreparálni, melyek egyelőre saját tulajdonunkat képezik (*1. táblázat 7–15. példányai*).



1. ábra. Vázlat az 1. táblázatban használt paraméterekhez

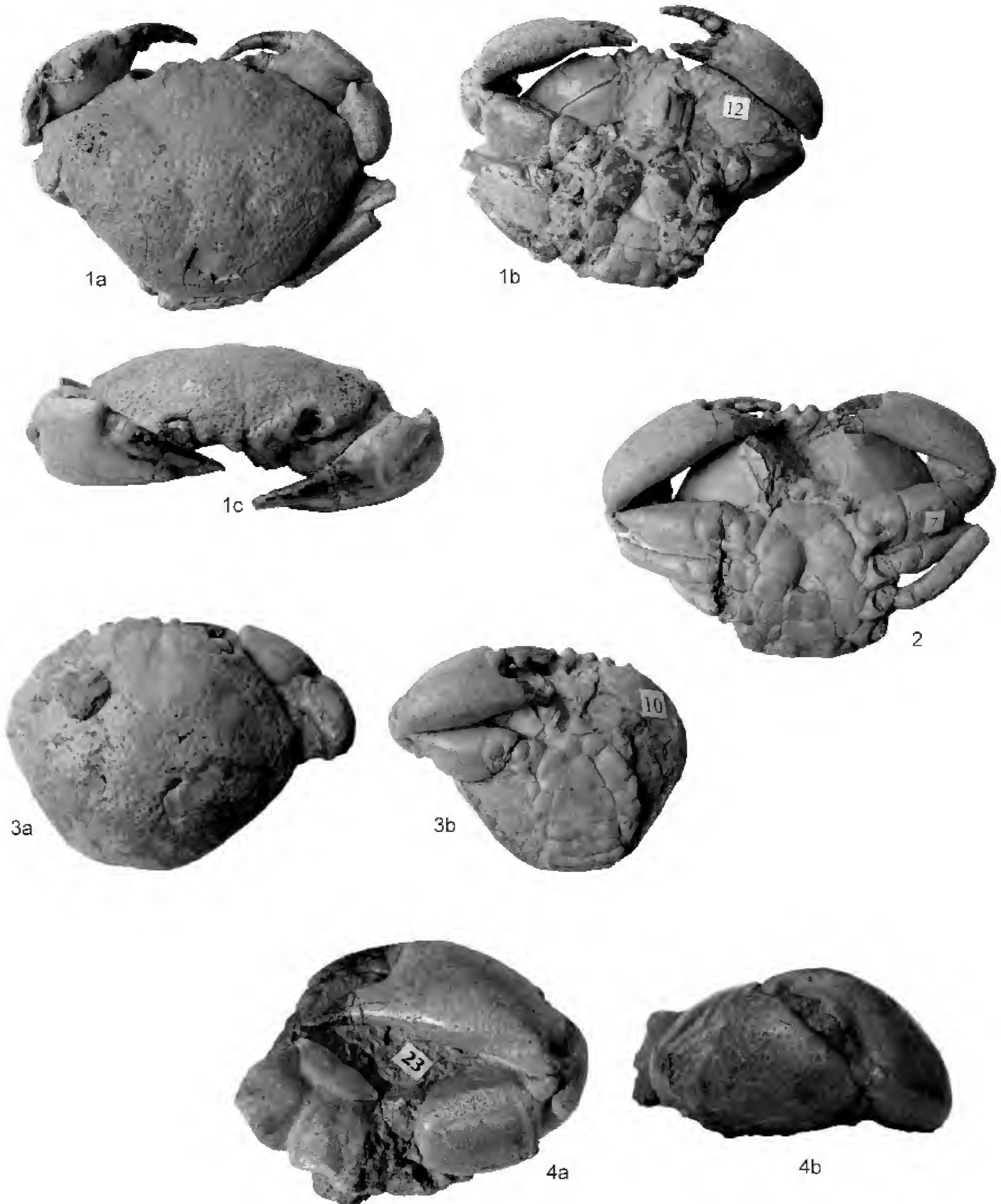


2. ábra. Vázlat az 1. táblázatban használt paraméterekhez

méretei mm-ben (ld. az 1-2. ábrákat)

Kolozsvári Mészkő Formáció														Berédi Márga Formáció							
2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
♂	♂	♀	♂	♀	♂	♂	♀	♀	♂	♂	♂	♂	♂	♂		♀		♂	♂	♀	♂
70	70	55	55	47	67	77	36	46	53	64	76	70	–	71	65	58	–	66	44,5	45	–
61	60	47	46	40	56	65	31	41	45	54	67	58	61	58	57	49	56	57	37	–	–
39	34	27	28	25,5	34	38	20	25	–	33	36	35	36	36	–	–	–	–	23,5	22	–
7	6	4	5	6	7	8	4	5	6	6	8	5	6	8		6			5	5,5	
32	33	24	27	22	34	37	16	21	24	3	34	34	33	35		31			19,5	19	
40	35	29	27	24	34	42	18	24	30	34		34	35	28	30	30			21		
27	26	23	26	17,7	23	25	13	15		25		26	27	29	25	23		26	16,5		
41	34	28	30		33	22	15	21	26	28	39	37	33	34					19		36,6
26	23	18	19	–	23	15	10	15	19	19	27	26	22	24	–	–	–	–	14,5	–	23
17	14	10	11	–	12	10	6	10	11	12	17	16	14	15	–	–	–	–	8,5	–	¯18
23	–	16	14	–	–	19	–	14	18	22	26	–	–	23	–	–	–	–	–	–	25
49		34	39			30		33	36	39	53			53							51
50		34							36		52	49	47								48
1,15:1	1,17:1	1,17:1	1,20:1	1,17:1	1,20:1	1,18:1	1,16:1	1,12:1	1,18:1	1,18:1	1,13:1	1,21:1	–	1,22:1	1,14:1	1,18:1	–	1,16:1	1,20:1	–	–

1. tábla — Table 1 —



1 a) A *Harpactoxanthopsis bittneri* (LŐRENTHEY) 12-es számú, hím példány háti oldala
b) A 12-es számú, hím példány hasi oldala
c) A 12-es számú, hím példány szemből
2 A 7-es számú, hím példány hasi oldala
3 a) A 10-es számú, nőstény példány háti oldala
b) A 10-es számú, nőstény példány hasi oldala
4 a) Egy baloldali kéz a mellpajzzsal, 23-as sorszámú példány
b) A 23-as sorszámú példány, baloldali kéz, oldalról

Az 1962-es év során a kolozsvári Garibaldi-hídtól felfelé, az ún. Csónakázó-tó létesítése céljából végzett akkori kotrási munkálatok újabb, eddig fedett, felső-eocén rétegeket tártak fel (Google Earth koordinátái: 46§ 46' 00.30" N és 23§ 33' 45.60" E). Az így feltárt késő-eocénkori Kolozsvári Mészkő Formáció és a fölötte lévő Berédi Márga Formáció összleteit vizsgálgatva sikerült, ezúttal a Berédi Márga Formáció szintjéből, újabb 8 példányt találni, melyek teljesen azonosak a korábban feltárt Kolozsvári Mészkő Formáció szintből származókkal, csak egyesek lapítottabb, töredezettebb megtartásúak.

Az ekként, immár az egymás utáni két szintből azonosított faj felfedezett példányainak számát (23) tekintve is, bizonyítani látszik annak jelentős helyi elterjedtségét időben is.

Sajnos, az említett lelőhelyek a későbbiekben a Szamos bal partján épült sugárút építési munkálatai során, majd a Csónakázó-tó létesítése miatt kiszélesített Szamos-meder vízzel való elöntése után hozzáférhetetlenekké váltak, illetve megsemmisültek.

Micromaia tuberculata Bittner *1875*

A kolozsvári Iuliu Haţieganu Egyetemi Sporttelep melletti Szamos-mederben, az említett 1962-as robbantások során, a Kolozsvári Mészkő Formáció szintjében, egy nagyobb, kemény kőzettömb, frissen tört felületébe ágyazódva, egy másik, kisméretű fosszilis rák cephalothoraxa is előbukkant.

A jó megtartású lelet meghatározásunk szerint az *Oxyrhyncha* Latreille 1803 (háromszögű rákok) nagyrendbe, *Majidae* Samouelle 1819 családba, *Micromaiinae* Beurlen 1930 alcsaládba tartozó *Micromaia* Bittner 1875 nemzetség képviselője: *Micromaia tuberculata* Bittner 1875, amely a kolozsvári, illetve erdélyi fosszilis faunában eddig még nem volt ismert.

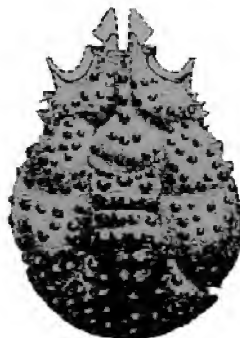
Ez a génusz is, a hozzá hasonló formákkal egyetemben, a sekély tenger partmenti vizeinek lakója volt. Földtörténeti elterjedése a középső-eocén–kora-oligocén időintervallumba tehető (Quaile et Collins, 1981).

Magyarországon Lőrenthey (1897b) a felső-eocén alsó részéből, a *Nummulites intermedia-* (*N. fabianii-*) tartalmú szintből a kis-svábhegyi lelőhelyről említette a *Micromaia tuberculata*-t, az általa feldolgozott Hantken Miksa-féle gyűjtemény alapján. A Kis-Svábhegyen a Szépvölgyi Mészkő Formáció található, mely jól párhuzamosítható a Kolozsvári Mészkő Formációval.

Az általunk talált példányon — amelynek a külső héja is csaknem tökéletesen ép, akárcsak a Lőrenthey által lerajzoltatott példányon —, az alaki azonosság jól kimutatható. Megjegyzendő, hogy a Kolozsváron talált példány mellső része is hiányzik, akárcsak az említett szerző által begyűjtött kis-svábhegyi példányok esetében, így a mellső líra karéjai, a szemgödrök és a szemek nem tanulmányozhatók.

A kolozsvári példány mérhető hosszúsága 15,5 mm, szélessége 14 mm. Arányai a Lőrenthey által leírtakéval megegyeznek, de méreteit tekintve a Szamos mederben talált példány egy kisebb, fiatalabb egyed cephalothoraxa. Hasi, ventrális része hiányzik, akárcsak a Lőrenthey által leírtak esetében.

Mellékeljük a *Micromaia tuberculata* Bittner 1875 faj Lőrenthey által (Lőrenthey–Beurlen 1929: VII. tábla 4. ábra) közölt, helyesbített rajzának a reprodukcióját (3. ábra), valamint a saját példányunk fotóját is (4. ábra).



3. ábra. A *Micromaia tuberculata* Bittner ábrája Lőrenthey I. után (VII. tábla, 4-es ábra, in: Lőrenthey-Beurlen 1929)



4. ábra. *Micromaia tuberculata* Bittner, saját példány.

Következtetések

Dolgozatunkban pontosítottuk az általunk a Kolozsvári Mészkő Formációból már korábban leírt faj, a *Harpactoxanthopsis bittneri* (Lőrenthey 1897) mai rendszertani helyzetét. Rétegtani előfordulását kiterjesztettük a Berédi Márga Formációra is. A régebbi, és az újonnan talált

példányok morfometriáját is közzétettük (erről a fajról ilyen adatokat még nem közöltek). Végül, a Kolozsvári Mészkő Formációból bemutattunk egy új fajt a romániai eocénkori rák-faunákra nézve, a *Micromaia tuberculata* BITTNER 1875-t.

Köszönetnyilvánítás

Hálásan köszönjünk WANEK Ferencnek a dolgozatunk kivitelezésében nyújtott segítséget, és hogy azt átalakította a formai követelményeknek megfelelően.

Irodalom – References

BACIU, C. & FILIPESCU, S. 2002: Structura geologică. – in: CRISTEA, V., BACIU, C. & GAFTA, D. [ed.]: *Municipiul Cluj-Napoca şi zona periurbană. Studii ambientale*, Ed. Accent. 25–36. Cluj-Napoca.

BITTNER, A. 1893: Decapoden des pannonischen Tertiärs. – *Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften Wien* **CII/1**, 10–37.

BRÖSING, A. 2008: Reconstruction of an Evolutionary scenario for the Brachiura (Decapoda) in the context of the Cretaceous-Tertiary Boundary. – *Crustaceana* **81/3**, 271–287.

CODREA, V., VREMIR M. & DICA, P. 1997: Calcarul de Cluj de la Someş-Dig (Cluj-Napoca): Semnificaţii paleoambientale şi impactul activităţii antropice asupra aflorimentului. – *Studii şi Cercercetări (Ştiinţele Naturii) ale Muzeului Bistriţa-Năsăud* **3**, 31–39.

DE ANGELI, A. & GRASSINO, A. 2002: Galatheids, christalids and porcellanids (Crustacea, Decapoda, Anomura) from the Eocene and Oligocene of Vicenza (northern Italy). – *Memorie della societá di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano* **30/3**, 1–**40.**

HOFMANN K. 1879: Jelentés az 1878 nyarán Szilágymegye keleti részében tett földtani részletes felvételekről. **– *Földtani közlöny* IX/5–6, 167–212.**

KARASAWA, H. & SCHWEITZER, C. E. 2006: A new classification of the Xanthoidea sensu lato (Crustacea: Decapoda: Brachyura) based on phylogenetical analysis and traditional systematics and evaluation of all fossil Xanthoidea sensu lato. **–** *Contributions to Zoology* **75**, 23**–73.**

K SZŐTS E. 1942: Xanthopsis quadrilobata Desmarest a kolozsvári eocén durvamészéből. **–** *Földtani közlöny* **LXXII/1–3, 101–103.**

KOCH A. 1894: Az erdélyrészi medencze harmadkori képződményei. 1. Paleogén csoport. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **X/6**, 159–358.

LŐRENTHEY I. 1897a: Adatok Magyarország harmadkori rák-faunájához. – *Mathematikai és Természettudományi Értesítő* **XV/3**, 149–169.

LŐRENTHEY I. 1897b: Palaeontologiai tanulmányok a harmadkorú rákok köréből. I. Adatok Magyarország harmadkorú rák-faunájához. – *Matematikai és Természettudományi Közlemények* **XXVII/2**, 103–288.

LŐRENTHEY I. 1901: Paleontológiai tanulmányok a harmadkorú rákok köréből. III. Újabb adatok Magyarország harmadkorú rákfaunájához. *Matematikai és Természettudományi Közlemények* **XXVII/5**, 801–828.

LŐRENTHEY E. & BEURLEN K. 1929: Die Fossilen Decapoden der Länder der Ungarischen Krone. – *Geologica Hungarica, Series Palaeontologica* **3**, 420 p.

MÉSZÁROS N. 1957: Adatok a Kolozsvártól nyugatra található mérai szintben előforduló Calianassa nem paleoökölógiai viszonyaihoz. – *A kolozsvári V. Babes és Bolyai egyetemek közleményei. Természettudományi sorozat* **II/1–2**, 191–194.

MIHÁLY Z. 1963: Date noi în cunoaşterea faunei de crustacee fosile din împrejurimile Clujului. – *Comunicări de geologie* **2**(1960–1961), 227–232.

QUALE, W. J. & COLLINS, J. S. H. 1981: New Eocene crabs from the Hampshire Basin. – *Palaeontology* **24/4**, 733–758.

RUSU, A., BROTEA, D., IONESCU, A., NAGYMAROSI, A. & WANEK F. 1993: Biostratigrafic Study of the Eocene-Oligocene Boundary in the Type Section of the Brebi Marls (Transylvania, Romania). – *Romanian Journal of Stratigraphy* **75**, 71–82.

VÍA BOADA, L. 1969: Crustáceos Decápodos del Eoceno Espańol – *Pirineos,* **91–94**, 275–383.

ZAPFE, H. 1935: Lebensspuren grabender Echiniden aus dem Eozän Siebenbürgens. – *Verhandlungen der Zoologisch–Botanischen Gesellschaft in Wien* **LXXXV**, 42–52.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

141/3, 257–266., Budapest, 2011

Új ásványtani adatok a Mád környéki savanyú vulkanitokból (Tokaji-hegység)

MENYHÁRT Adrienn[1], DÓDONY István[1], PEKKER Péter[2]

[1]Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C
e-mail: adrienn.menyhart@gmail.com; dodony@t-online.hu;
[2]Bay Zoltán Alkalmazott Kutatási Közalapítvány Logisztikai és Gyártástechnikai Intézet,
3519 Miskolc, Iglói u. 2.; e-mail: pekkerpeter@gmail.com

New mineralogical data concerning volcanites from the district of Mád, in North East Hungary (Tokaj Mts)

Abstract

This study presents new data on mordenite and clinoptilolite, rectorite, iron oxide, halloysite, smectite and SiO_2 phases from quarries in hydrothermally altered rhyolite tuff, in the environs of Mád, Tokaj Mts., NE Hungary.

X-ray powder diffraction (XRPD), scanning (SEM) and transmission electron microscopic (TEM, HRTEM, ATEM) techniques were used to identify minerals and gain more details about their occurrence.

An unusual iron oxide/hydroxide phase (that had earlier been considered as haematite/hydrohaematite) was recognised at Király Hill. Although its XRPD diagram shows reflections which can be interpreted as haematite, according to TEM data neither its structure nor its chemical composition comply with that of haematite. Király Hill was identified as a new locality of halloysite.

The X-ray powder diffraction study of a sample from the Bomboly area indicates rectorite (as was known earlier); however, TEM images show only separate illite and smectite crystals, without any evident structural interrelation between them.

A Suba-oldal smectite and an SiO_2 phase can also be found. Using TEM the thickness of the individual smectite flakes was determined and the SiO_2 phase could be identified as cristobalite (HRTEM- high resolution TEM).

The zeolite minerals were identified on the basis of sets of their $D_{(hkl)}$ values and symmetries measured on selected area-electron diffraction patterns (SAED). Their respective compositions were quantified simultaneously using energy dispersive X-ray (EDX) spectra which were acquired on the corresponding areas. The hydrothermally altered rhyolite tuff at Harcsa-tető (Harcsa Hill) contains an Na-free, Ca-containing zeolite; according to XRPD results this corresponds to mordenite. On the other hand, in the Suba-oldal area clinoptilolite occurs with additional Mg and K as exchangeable cations.

Keywords: iron-oxide, halloysite, rectorite, smectite, cristobalite, mordenite, clinoptilolite, Tokaj Mts

Összefoglalás

A Tokaji-hegység savanyú vulkáni kőzetei Mád környékén főként hidrotermásan átalakult riolittufák, melyekben az átalakulás koncentrikusan kovás, kaolinites, hematitos, rectoritos, illites, szmektites zónákat formál. A hidrotermás zónák vizsgált mintáit a Király-hegyről, a Bombolyról, a Suba-oldalról és a Harcsa-tetőről gyűjtöttük. Új adatokat közlünk a vas-oxidról, a rectoritról, a szmektitről, az SiO_2 változatokról, valamint a mordenitről és a klinoptilolitról, emellett a halloysitot új ásványként mutattuk ki ezen a területen.

A minták makroszkópos és fénymikroszkópos megfigyelése után röntgen-pordiffrakciós (XPD), pásztázó- (SEM) és transzmissziós elektronmikroszkópos (TEM), valamint energiadiszperzív röntgenspektroszkópos (EDS) vizsgálatokat végeztünk.

Korábbi szerzők a kaolinites zóna szegélyén megjelenő, vörös elszíneződést hidrohematitnak, illetve hematitnak tulajdonították. A mintáinkban megjelenő vas-oxidokat röntgen-pordiffrakciós vizsgálattal ugyan hematitnak határozhatnánk, de az 50–150 nm széles lemezek elektrondiffrakciós felvételein a hematit szerkezetében tiltott reflexiók mérhetők. Az egyes kristályokról készült mennyiségi EDS mérések 1:2 és 1:3 közötti Fe:O arányt igazolnak és összetételükben nem elhanyagolható a Si- és Al-tartalom sem.

Az eddigi irodalmakban a király-hegyi bánya területéről nincs említés halloysitról, de a bányaudvar középső részén gyűjtött mintáinkban a SEM-es és TEM-es mérések jelentős mennyiségű, 0,5–3 µm szálhosszúságú halloysitot bizonyítottak.

Az 1970-es években allevarditnak meghatározott duzzadó agyagásvány „szabályosan váltakozó montmorillonit-

illit közberétegzett szerkezet", amely azonos a korábban leírt rectorittal. Ennek az ásványnak röntgendiffraktogramján megjelenő 25 Å-ös (001) reflexió illit-szmektit periódikus közberétegzettségének tulajdonítható. A rectoritot a NEMECZ és FEHÉR által már vizsgált mintán tanulmányoztuk (Miskolci Egyetem gyűjteménye, #ME660). A röntgen-pordiffrakciós felvételen megjelenő 25 Å-ös 001 reflexió alapján rectoritként értelmezhető. A TEM felvételeken viszont a rectorit komponensei szeparáltak, illit- és szmektitkristályok figyelhetők meg véletlenszerű orientációban, köztük kristályszerkezeti kapcsolat nem látszik. Az illitkristályok alakja nyúlt, léces, hosszuk 100–800 nm közötti, szélességük 50–100 nm. A szmektitlemezek legkisebb vastagsága (ahol a felhajló kristályszéleken mérhető) 2–3 nm körüli, jellemző az 5–6 nm-es vastagság és előfordulnak ennél vastagabb, 10 nm körüli lemezek is.

A Suba-oldalon gyűjtött minták, mind az alsó, mind a felső bányaszinten tartalmaznak szmektitet és kovát. A bánya alsó szintjéből származó mintában a szmektit vizsgálata során a lemezek felhajló szélein meghatároztuk azok vastagságát: jellemző az 5–11 nm, de gyakran előfordulnak mindössze 2–3 nm vastag lemezek is. Ezek a lemezek véletlenszerű orientációban fordulnak elő, amit a gyűrűs diffrakciós kép is igazol. Az itt megfigyelt kovalemezeket cristobalitként azonosítottuk.

A bánya felső szintjén gyűjtött mintában a szmektitek TEM felvételein kötegekbe rendeződött halmazt figyelhetünk meg, a diffrakciós képen pedig 60 fokonként csoportosuló reflexiók jelennek meg. Az itt megfigyelt szmektitek lemezvastagsága átlag 6–10 nm.

A területen gyűjtött zeolitok összetételét egyedi kristályokon EDS spektrumuk alapján határoztuk meg TEM-ben. A Suba-oldalon Ca-Mg-K-tartalmú klinoptilolit, míg a Harcsa-tetőn Ca(K)-tartalmú mordenit van.

Tárgyszavak: vas-oxid, halloysit, rectorit, szmektit, cristobalit, mordenit, klinoptilolit, Tokaji-hegység

Bevezetés

Mád a Tokaji-hegység DNy-i részén található, ahol nagy tömegben jelennek meg felszínen a miocén korú savanyú vulkáni kőzetek, főként hidrotermálisan átalakult riolittufák és riolitok, valamint dácit és andezit (GYARMATI & ZELENKA 1968, GYARMATI 1977). Munkánkban a hidrotermásan átalakult tufákat vizsgáltuk, melyek átalakulása a központi zónától távolodva zónásságot mutat. Főként agyagásványos és zeolitos telepek keletkeztek a központi kovás terület körül (MÁTYÁS 1966, 1970, 1984, 1985; NEMECZ 1973), melyet számos külfejtés tár fel.

Mádtól néhány km-re keletre helyezkedik el a Bomboly–Király-hegy ÉNy–DK-i irányú vonulata, ahol több kaolinos zóna található. Kovasavas kaolin kitermelésére jöttek létre a bombolyi és a Király-hegy Dobozi-oldalán lévő bányák. A Bomboly-bánya készlete 1978-ban merült ki, ekkortól a termelés a király-hegyi bányára korlátozódott. Az itt termelt agyagot kőedény- és csempegyártáshoz valamint töltőanyagnak használták (MÁTYÁS 1973, 1984).

A kaolin bányászatát, felhasználhatóságát MÁTYÁS (1984) ismerteti, ásványtani vizsgálatát MOLNÁR (1980) végezte el. Az itt található alunit megjelenését és jellemzését VARJÚ (1974), MÁTYÁS (1985) és BAJNÓCZI et al. (2002) adta meg.

A kaolinites zóna külső határát a vas-oxid feldúsulása jellemzi, amit MÁTYÁS (1970) hidrohematitnak határozott meg. PAPP & MÁTYÁS (1979) elektronmikroszkópos felvételt közölnek a hidrohematit pikkelyekről. MOLNÁR et al. (1999) hematitot és más vas-oxihidroxidokat említ MÁTYÁS korábbi munkáira hivatkozva.

A kaolinites zóna körül kevert szerkezetű agyagásvány jelenik meg, amit NEMECZ (1973) allevarditnak írt le. Az allevardit azonos a rectorittal, amit illit és szmektit váltakozó rétegzettsége eredményez (FEHÉR 2008).

A Suba-oldalon (Mád község és a Király-hegy között) zeolitos riolittufát termeltek a III. számú zeolitbányában. Ez a zeolitos riolittufa egy 40 m vastag lepelként jelenik meg, mely falban végződik el, fő zeolit-ásványa a klinoptilolit. Mélyebb szinten jellemző az erőteljesebb elbontódás, itt montmorillonit a fő kőzetalkotó. A bányából kitermelt anyagot a cementipar és a töltőanyagipar használta fel (PAPP & MÁTYÁS 1979, MÁTYÁS 1973).

A Harcsa-tető az előző területtől 1 km-re délre található. Az itt felszínen lévő mordenites zeolitelőfordulás a regionális teleptípushoz tartozik, fedetten nagy területi kiterjedésű (PAPP & MÁTYÁS 1979).

Munkánkban a fent említett területek — Király-hegy, Bomboly, Suba-oldal, Harcsa-tető — külfejtéseiben előforduló ásványokat vizsgáltuk.

A terület földtani viszonyai

PÉCSKAY & MOLNÁR (2002) a Tokaji-hegység miocén vulkanizmusát két fő szakaszra osztották. Az idősebb, badeni vulkáni szakasz képződményei csak a Tokaji-hegység ÉK-i részén bukkannak felszínre, a hegység többi részét (ide tartozik az általunk vizsgált terület) a második szakasz szarmata–pannóniai korú vulkáni és üledékes kőzetei fedik. Mindkét vulkáni szakaszhoz kapcsolódott hidrotermális tevékenység.

A Tokaji-hegység DNy-i területén és Mád környezetében ZELENKA (1964, 1966) illetve GYARMATI & ZELENKA (1968) a szarmata riolitos rétegsorban öt nagy tufaszórási szakaszt különítettek el: 1. vegyes üvegtufa; 2. zeolitos riolitüveg-tufa; 3. horzsakőlapillis riolitüveg-tufa; 4. horzsakő riolitüveg-tufa; 5. horzsaköves riolitüveg-tufa.

Mád környékén a 3., 4. és 5. tufaszórási szakasz képződményeit találjuk a felszínen. A 3. tufaszórási szint fő tömege szárazföldön halmozódott fel, a kőzetüveg-törmelék összefonódott az alapanyaggal, szemcséinek szegélye tompított, jellemzően intenzíven devitrifikált, zeolitosodott (pl. Harcsa-tető alja). Ennek vízben felhalmozott típusa bentonitosodott pl. a Suba-oldal alsó szintjén. A 4. tufaszórási szint tömött szövetű típusára jellemző, hogy zeolitosodott

(zeolitos horzsakőüveg-tufa, pl. Suba-oldal), ártufa jellegét a horzsakő és a kőzetüveg-törmelék felemésztett, zeolitosodott szegélye bizonyítja (GYARMATI & ZELENKA 1968). Az 5. tufaszint alapanyagát makrocsöves, devitrifikált horzsakő és szintén devitrifikált üvegtörmelék alkotja, mely apró kvarctöredékeket tartalmaz (Király-hegy). A horzsakövek hidrotermás tevékenység során elbontódtak, a kőzet üregessé vált, valamint helyenként rectoritos („allevarditos") –kaolinos gócok alakultak ki (Király-hegy, Bomboly). A kaolinos öv körül megfigyelhető a vas dúsulása (GYARMATI & ZELENKA 1968).

Utóvulkáni működés során hidrotermális rendszerek alakultak ki, aminek következtében a riolittufák az alacsony szulfidizációs fokú epitermális rendszerben a sekély, savas-szulfátos gőz-hevített átalakulást szenvedtek (PÉCSKAY & MOLNÁR 2002).

A hidrotermás centrumok körül legyezőszerűen szétnyíló (térben teleszkópszerűen rendezett) átalakulási zónák alakultak ki a riolittufában: kovás, kaolinos, vas-oxidos, montmorillonitos, rectoritos („allevarditos") – illites, illetve zeolitosodott övek képződtek (MÁTYÁS 1966, 1970, 1984; NEMECZ 1973). A kovás–kaolinos kilúgzott fáciesben epigenetikus alunitosodás is megjelenik. A Király-hegy Dobozi-oldalán ezek az alunitos zónák 100–200 m szélességben jelennek meg az 5. tufaszórási szint piroklasztikumaiban.

Mintagyűjtési helyek, vizsgálati módszerek

Terepi munka során az egyes hidrotermális átalakulási zónákat feltáró külfejtésekben végeztünk mintagyűjtést a mádi Király-hegy környezetében.

A hidrotermás centrum központi részét a Király-hegy Dobozi-oldalán található kőfejtőben mintáztuk meg. A kovás–kaolinites zónából származik a halloysit-tartalmú minta, amelyet a felső bányaudvar középső területéről gyűjtöttünk; itt egy mélyedés falából származó kőzetet, illetve ennek aljából gyűjtött poranyagot vizsgáltuk. A Király-hegyen lévő alsó bányaudvar bevezető útja mellett figyelhető meg a kaolinites zóna külső határát jelző vas-oxidos elszíneződés, innen sötétvörös 0,5–1 cm vastag kérget gyűjtöttünk.

A hidrotermás centrumtól távolodva következik a rectoritos („allevarditos") öv; a Bombolyról származó minta azonos a FEHÉR (2008) által vizsgált, a Miskolci Egyetem gyűjteményéből származó allevardittal.

A következő átalakulási zóna jellemzően agyagásványos (illites–szmektites), melyet a Suba-oldalon lévő III. számú zeolitbányából származó mintákon vizsgáltunk. A bánya alsó szintjén szmektit és kova jelenléte mutatható ki, míg a felső, bevezető út szintjében lévő bányafalból gyűjtött mintákban megjelenik a klinoptilolit is. Zeolitosodott övből származik még a Harcsa-tető lábánál lévő bányából gyűjtött mordenit tartalmú minta is.

A begyűjtött anyagokból sztereomikroszkóppal választottuk ki a további vizsgálatokra szánt mintákat.

A fő kőzetalkotók meghatározására minden mintánál készült röntgen-pordiffrakciós mérés. Az alkalmazott műszer típusa másodlagos grafit monokromátorral, szcintillációs detektorral felszerelt Siemens D-5000 röntgen-pordiffrakciós berendezés (Bragg-Brentano geometria), a mérések Θ–Θ üzemmódban Cu Kα sugárzással készültek. Számlálási idő 2 másodperc, a lépésköz 0,05° volt. A röntgen-pordiffrakciós felvételeken az ásványos összetevők azonosítását az International Centre for Diffraction Data PDF-2 (2004-es kiadás) röntgen-pordiffrakciós adatbázisa segítségével végeztük el.

Pásztázó elektronmikroszkópot használtunk a minták morfológiai megfigyelésére, ehhez szekunderelektron-képek készültek. A mérések EDAX energia-diszperzív röntgenspektrométerrel felszerelt Amray 1830i típusú (ELTE) pásztázó elektronmikroszkópon készültek, 20 kV gyorsítófeszültség mellett.

Az egyedi kristályok szerkezetének és kémiai összetételének vizsgálata céljából transzmissziós elektronmikroszkópos méréseket végeztünk (kép, diffrakció és kémiai elemzés), egy FEI Tecnai G^2 típusú, EDAX energia-diszperzív röntgenspektrométerrel felszerelt transzmissziós elektronmikroszkópon (BZAKKA). A mérések 200 kV gyorsítófeszültség mellett készültek.

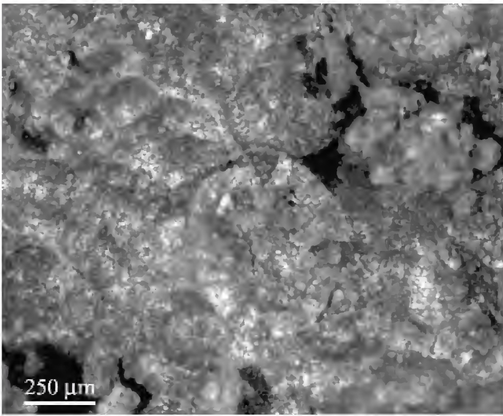
Eredmények

Vas-oxid, Király-hegy

Az első mintát a király-hegyi bánya alsó szintjének szélén gyűjtöttük, amely a kőzet felületén megjelenő finomszemcsés, erősen cementált, sötét lilásvörös 0,5–1 cm vastag kéreg volt. Egyedi szemcsék nem különíthetők el, azonban a felületen sztereomikroszkóppal sötétszürke, fémes fényű, gömbös megjelenésű képződmények figyelhetők meg (*1. ábra*). Ezeket a korábbi irodalom (MÁTYÁS 1970, PAPP & MÁTYÁS 1979, MOLNÁR et al. 1999) hematitnak/hidrohematitnak nevezi, és valóban a röntgen-pordiffrakciós vizsgálat alapján a fémes fényű gömböcskék fő alkotója hematitként azonosítható, emellett kvarc és kaolin-csoport ásványai értékelhetők (*I. tábla, 1. ábra*).

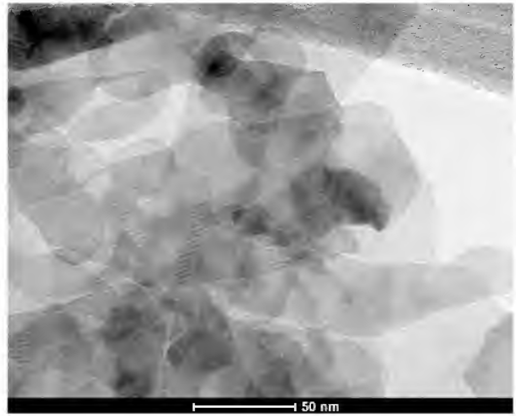
A mintáról készült transzmissziós elektronmikroszkópos felvételeken látható halmazokat 50–150 nm-es lemezes kristályok alkotják (*2. ábra*). Egyedi kristályról készült nagyfelbontású (HRTEM) kép (*3. ábra, a*) Fourier-transzformja (*3. ábra, b*) alapján a felvétel a hematit [20-1] vetületében indexelhető.

A halmazról készült diffrakciós képen (*4. ábra*) a [001] vetület uralkodó, a hematitra jellemző reflexiók 1,45 Å-nél (300) és 2,5 Å-nél (110) jelennek meg. Azonban a 4,33 Å-nél megfigyelhető reflexiók, amely a hematit 100-jai lennének, nem értelmezhetők a hematit tércsoportjában (R-3c), hiszen ezeknek kioltásban kellene lenniük. Ezek a — hematit R-típusú centrálást sértő — reflexiók nem magyarázhatóak dinamikus szórással (centrálást nem sértheti dinamikus szórás), ami a vizsgált vas-oxid hematitétól különböző szerkezetét jelzi.



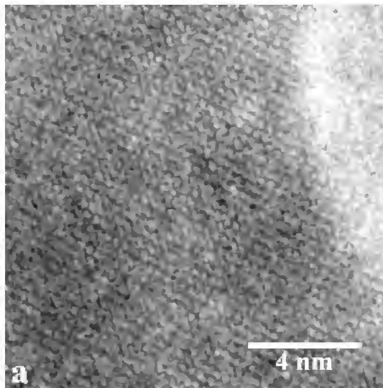
1. ábra. Sztereomikroszkópos fotó a kéreg felületén látható fémes fényű, gömbös halmazról. Király-hegy

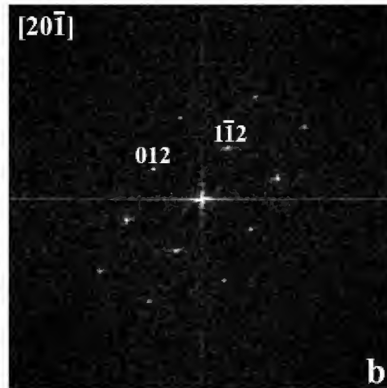
Figure 1. *Stereomicrograph of the red crust with spherulitic aggregates on its surface. Király Hill*



2. ábra. A vas-oxidos halmazról készült TEM kép

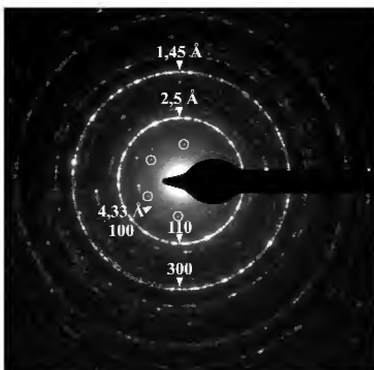
Figure 2. *TEM image of the iron oxide crystallites*





3. ábra. Egy egyedi vas-oxid kristály nagyfelbontású (HRTEM) képe (a) és arról készült, indexelt Fourier-transzform (b) látható ([20-1] vetület)

Figure 3. *High-resolution TEM image of iron-oxide (a) and its Fourier-transform (b), similar to that of a [20-1] projected haematite*



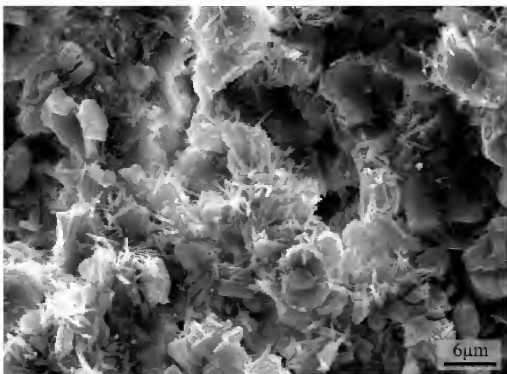
4. ábra. A 2. ábrán látható vas-oxidos halmaz diffrakciós képe

Figure 4. *The SAED image of the iron-oxide aggregate of Figure 2*

A hematitként való értékelés ellen szól még az a tény, hogy úgy halmazon mint az egyedi kristályokon mért EDS spektrumok alapján mért Fe:O arány (*I. tábla, 2. ábra*) és a kimutatott egyéb elemek sem egyeznek a hematitéival; a 2:3 Fe:O arány helyett a mért arány 1:2 és 1:3 közé esik, ráadásul jól mérhető az Al- és Si-tartalom is (az Al- és a Si-tartalom minden kristályban 2 és 4 atom% körüli). Az egyedi kristályokon végzett EDS mérés során csak a kiválasztott krisztallitot éri elektronsugár, így kétségtelen, hogy az Al- és Si-tartalom nem a kísérő ásványokhoz tartozó, hanem a vas-oxidhoz tartozik. Későbbi vizsgálatok tárgya az az ellentmondás, ami a röntgen-pordiffrakciós felvételeken mutatott hematit és a TEM-es eredmények között van.

Halloysit, Király-hegy

A király-hegyi bánya középső területéről gyűjtöttük a következő mintákat: fehér színű, foltokban erősebben cementált, üreges kőzet, illetve az e melletti világosszürke színű por. A kőzetről készült pásztázó elektronmikroszkópos szekunderelektron-képen (*5. ábra*) a kaolinitek felületén megfigyelhetőek 2–3 μm hosszúságú, vékony szálak.

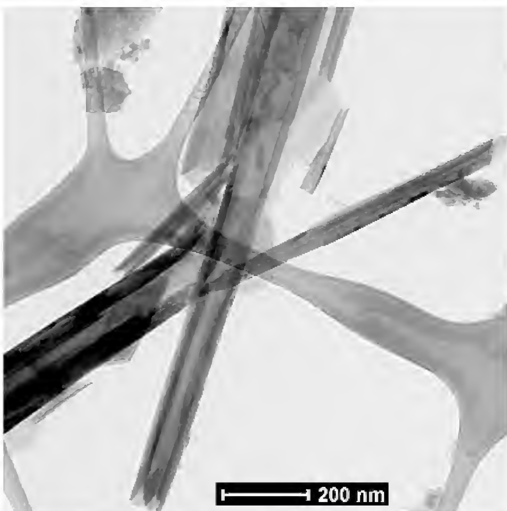


5. ábra. A kaolinitek felületén megjelenő szálas ásványok SEM szekunderelektron felvétele, Király-hegy

Figure 5. *SEM SE image of needle-like halloysite crystals on the surface of kaolinite, Király Hill*

A mintáról készült TEM felvételen (*6. ábra*) látható, hogy a szálas ásványok halloysitszemcsék, melyek nem zárt hengerek vagy tekercsek, hanem fahéjszerűen felpöndörödött lécek.

A szürke színű porról készült transzmissziós elektronmikroszkópos mérések alapján a minta nagyrészt halloysitból áll, és csak kevés kaolinitet tartalmaz. A halloysit kristályok hossza 500 nm és 2 μm közötti, átmérőjük 100–300 nm-es.



6. ábra. A kőzetben lévő halloysitszemcsék TEM felvétele

Figure 6. *TEM image of halloysite crystals in the white rock*

A területről az eddigi irodalmakban nincs említés halloysitról, azonban a TEM felvételek bizonyítják a halloysit jelenlétét a Király-hegyen.

Rectorit, Bomboly

A Bombolyról származó minta fehér színű, finomszemcsés kőzet, melynek röntgen-pordiffrakciós felvételén a rectorit csúcsai azonosíthatóak (*I. tábla, 3. ábra — a* felvétel) 25 Å-nél és 12,5 Å-nél. (A rectoritot az illit és szmektit szabályos közberétegzettségével jellemzik [NEMECZ 1973, FEHÉR 2008]). A minta etilén-glikolos kezelése után készült felvételen jól látható, hogy a rectorit csúcsai 25 Å-ről 27 Å-re, 12,5 Å-ről 13 Å-re változtak, és megjelent 9 Å-nél a rectorit (003) reflexiója. Az illit bázisreflexiója 10 Å-nél megmaradt (*I. tábla, 3. ábra — b* felvétel).

A *7. ábrán* látható TEM képen különálló illitlécek és szmektitlemezek alkotnak halmazt, a két ásvány között nem

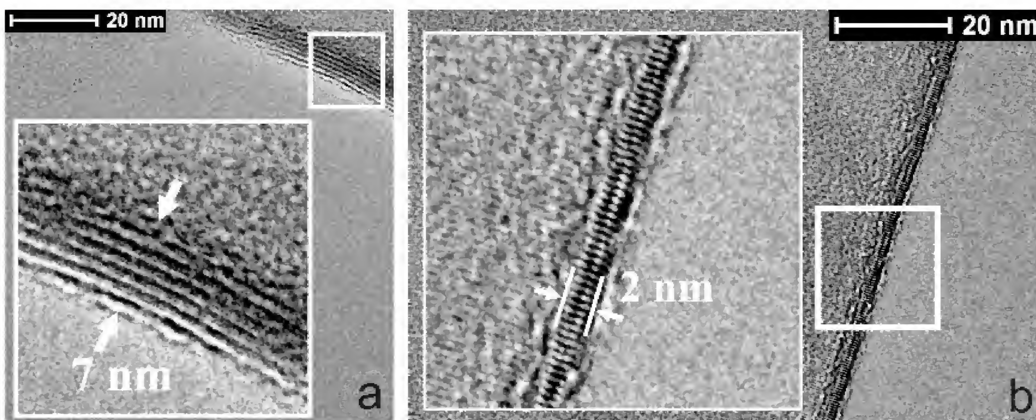


7. ábra. A minta elkülönült szmektitlemezekből és illitlécekből álló halmazának TEM felvétele. Bomboly

Figure 7. *TEM image of separate illite and smectite crystals. Bomboly*

látszik szerkezeti kapcsolat. A 100–500 nm-es átmérőjű szmektitlemezek vastagságát azok felhajló szélein mérhetjük: átlagban 5–7 nm vastagok, de gyakori a mindössze 2–3 nm-es vastagság is, mely maximum két-három szmektitréteget jelent (*8. ábra, a* és *b*). Esetenként találkozhatunk nagyobb, akár 10 nm-es lemezvastagsággal is.

Az illitlécek 100–800 nm (átlagban 400–500 nm) hosszúságúak és 50–100 nm szélesek (*9. ábra*). Az egyik illitkristályról készült nagyfelbontású TEM képen és annak Fourier-transzformján (*10. ábra*) látható, hogy az egykristály.



8. ábra. a, b Két szmektitlemez felhajló széléről készült nagyfelbontású (HRTEM) képek, a kinagyított részletek a lemezek vastagságát mutatják

Figure 8. a, b. *HRTEM images of two smectite crystals, the boxed areas are magnified showing the thickness of the crystals on the rolled up edges*



9. ábra. Illitkristályokból álló halmaz TEM felvétele

Figure 9. *TEM image of illite crystals*



10. ábra. A 9. ábrán látható kép egy részletének nagyfelbontású (HRTEM) képe. A bekarikázott terület Fourier-transzformja és a kép nagyított részlete az illit egykristály rácsát mutatja

Figure 10. *HRTEM image of an illite crystal. The encircled area is magnified, above the Fourier-transform*

Tehát a röntgen-pordiffrakciós felvételen rectoritként értelmezhető minta TEM felvételein önálló illitlécek és szmektitlemezek láthatóak, közöttük szerkezeti kapcsolat — váltakozó illit-szmektit közberétegződés — nem észlelhető.

Szmektit-kova, Suba-oldal

A bánya alsó szintjéből gyűjtött kőzet alapanyaga halványzöld árnyalatú, a horzsakövek helyén megjelenő szálas kitöltés fehér színével ettől teljesen elkülönül. A röntgen-pordiffrakciós vizsgálattal az alapanyagban és az üregkitöltésben egyaránt szmektit és kova volt kimutatható.

A SEM szekunderelektron-képeken a szivacsszerű szmektitet láthatjuk (*11. ábra*), illetve az erre ránőtt apró kovalemezkékből álló 3–4 μm-es gömböcskéket.

A mintáról készült, *12. ábrán* látható TEM felvételen a szmektitek felhajló szélein mérhetjük azok vastagságát, ami jellemzően 5–11 nm közötti, de gyakran előfordulnak mindössze 2–3 nm vastag lemezek is.

Egy 15–20 nm-es kovakristályról készült nagyfelbontású TEM felvételen (*13. ábra*) [010] vetületű cristobalit azonosítható (tetragonális rendszerben indexelve).

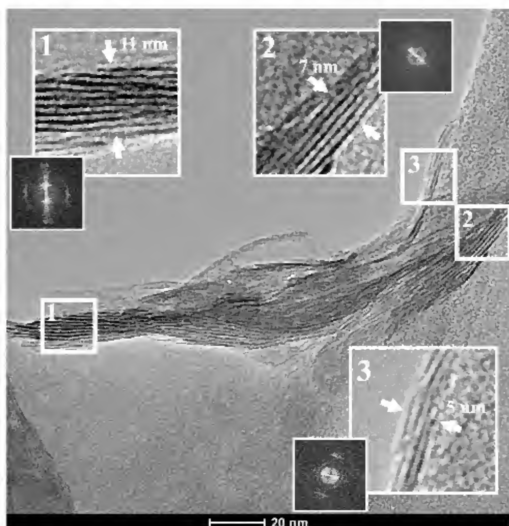
A suba-oldali bánya felső szintjén gyűjtött kőzet kissé zöldes árnyalatú fehér, finomszemcsés, melyben az alapanyaggal azonos színű horzsakövek vannak. A röntgen-pordiffrakciós felvételen a szmektit és kova mellett a klinoptilolit nevű zeolit azonosítható (lásd később), amit az *14. ábra* SEM felvétele is mutat.

Az erről a mintáról készült TEM felvételen szálas szmektithalmaz látható (*15. ábra, a*). A halmazról készült diffrakciós képen (*15. ábra, b*) a kis intenzitású gyűrűk



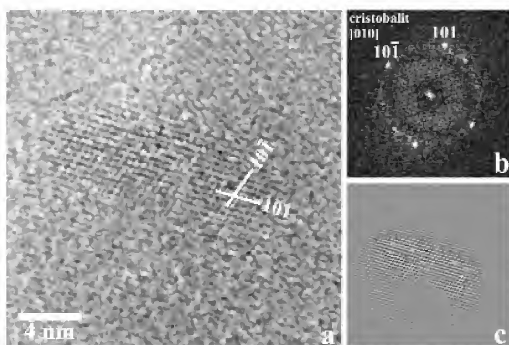
11. ábra. A szivacsos megjelenésű szmektit (Sm) és az ezeken elhelyezkedő kovagömböcskék SEM szekunderelektron képe. Suba-oldal

Figure 11. *SEM SE image of sponge-like smectite (Sm) and spheres of silica composed by blade-like crystals. Suba-oldal*



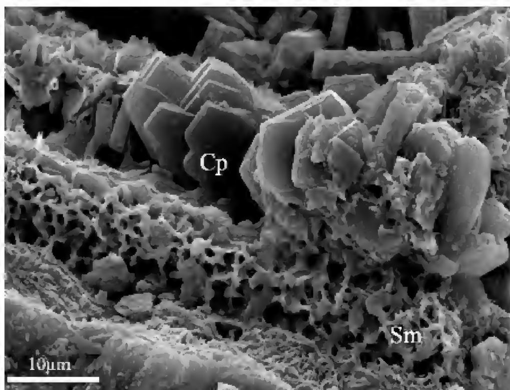
12. ábra. Szmektitköteg HRTEM felvétele. A kis képek kinagyítva a lemezek vastagságát mutatják

Figure 12. *HRTEM image of a smectite flake, the details show the local layer thickness*



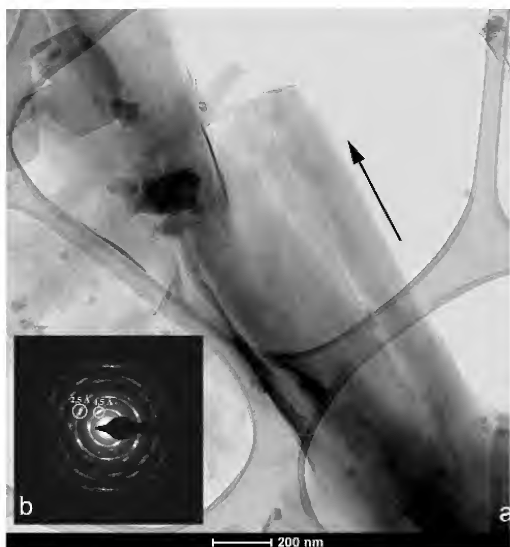
13. ábra. [010] vetületű cristobalit kristály HRTEM képe (a), annak indexelt Fourier-transzformja (b) és az abból készült rácsszűrt kép (c) látható

Figure 13. *[010] HRTEM image of a cristobalite (a), Fourier-transform of the crystal (b), Fourier-filtered image of the crystal (c)*



14. ábra. Szmektit és a fenn-nőtt klinoptilolit SEM szekunderelektron felvétele, Suba-oldal

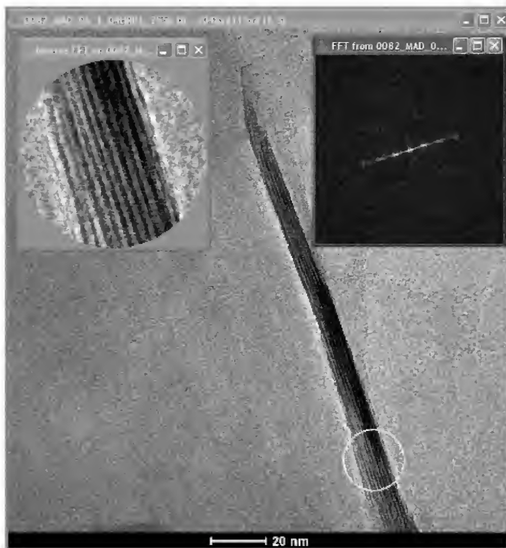
Figure 14. *SEM SE image of the smectite and the overgrown clinoptilolite crystals. Suba-oldal*



15. ábra. Szálas szmektit TEM felvétele (a), és diffrakciós képe (b)

Figure 15. *TEM image of a fibrous smectite (a) and its SAED pattern (b)*

mellett megfigyelhető, hogy az egy gyűrűre eső reflexiók zöme hat, egymástól kb. 60 fokra elhelyezkedő pont köré csoportosul. Ez azzal magyarázható, hogy a halmazban a kristályok közel orientáltan helyezkednek el, a szmektitszálak megnyúlási iránya a köteg hossztengelye (a *15. ábrán* nyíl jelzi). A *16. ábrán,* a nagyfelbontású képen a szmektit felhajló szélén mérhető a vízmentes szmektit egyes rétegeinek vastagsága (~10 Å), valamint a kép felső részén 6 réteg, alsó, kiszélesedő részén pedig 9 réteg számolható



16. ábra. Szmektit nagyfelbontású képe, bal felső sarokban kinagyított részlete, jobb felső sarkában ennek a területnek a Fourier-transzformja látható

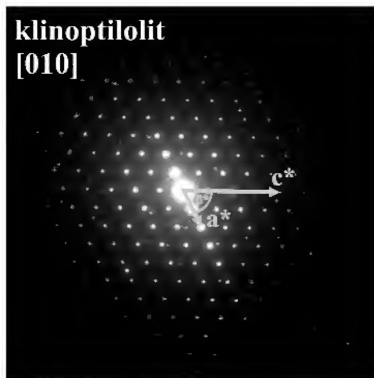
Figure 16. *HRTEM image of smectite, its magnified part on the left and its Fourier-transform on the right can be seen*

meg. Itt a lemezvastagság 9 nm. A 16. ábrán a bekarikázott terület kinagyítva látható a kép bal felső sarkában, az erről készült Fourier-transzform pedig a kép jobb felső sarkában.

Klinoptilolit, Suba-oldal

A 14. és *17. ábrán* a táblás klinoptilolit látható. A fenn-nőtt táblák átmérője akár 10 µm is lehet, vastagságuk 1–2 µm.

A klinoptilolit lemezkéről készült diffrakciós felvételen (*18. ábra*) a monoklin klinoptilolit [010] vetülete látható. A kristályokról készült kémiai mérések (*I. tábla, 4. ábra* EDS spektrum) a klinoptilolitra jellemző 1:5-höz közeli Al:Si arányt, valamint a cserélhető kationpozíciókban a Ca-



18. ábra. A klinoptilolit diffrakciós képe

Figure 18. *SAED pattern of monoclinic clinoptilolite*

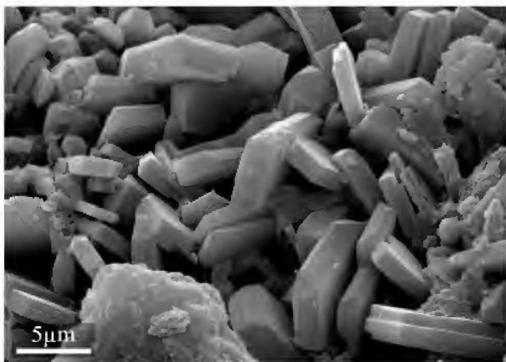
dominancia mellett, Mg- és K-tartalmat igazolnak. Ez alapján klinoptilolit-Ca a suba-oldali zeolit.

Mordenit, Harcsa-tető

A Harcsa-tetőn gyűjtött tufa alapanyaga finomszemcsés, jól cementált, kissé zöldes árnyalatú fehér, benne a horzsaköveket szálas-rostos, finomszemcsés, frissen tört felületén fehér színű anyag alkotja. A röntgen-pordiffrakciós vizsgálat alapján szmektitből, kvarcból és mordenitből áll a minta.

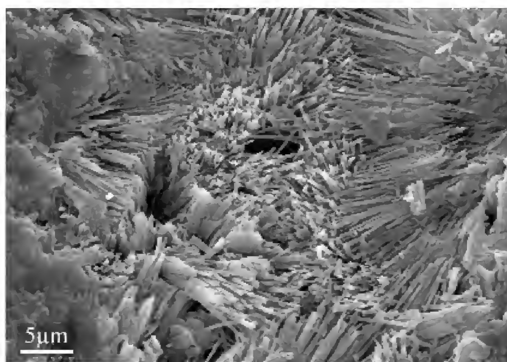
A SEM felvételen az üregeket kitöltő, szálas megjelenésű zeolit, a mordenit látható (*19. ábra*), a kristályok hosszúsága 5–10 µm és 20–40 µm közötti.

A TEM felvételen (*20. ábra, a*) 100 nm – néhány µm hosszúságú mordenitkristályok láthatók. A kristály diffrakciós felvételén (*20. ábra, b*) a rombos mordenit [100] vetülete azonosítható. A kémiai mérések alapján ennél a zeolitnál is 1:5-höz közeli az Al:Si arány, valamint cserélhető kationként Ca mellett kimutatási határ közelében lévő



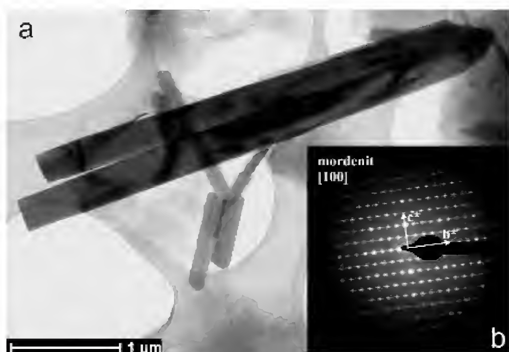
17. ábra. Klinoptilolit-táblák SEM szekunderelektron felvétele. Suba-oldal

Figure 17. *SEM SE image of tabular clinoptilolite crystals, Suba-oldal*



19. ábra. A szálas zeolitok üregkitöltő kötegeinek SEM szekunderelektron felvétele. Harcsa-tető

Figure 19. *SEM SE image of bundles of mordenite crystals. Harcsa-tető*



20. ábra. Mordenit kristályok TEM felvétele (a) és az egyik léces mordenitkristály diffrakciós képe (b)

Figure 20. *TEM image of mordenite crystals (a) and SAED pattern of a selected one mordenite (b)*

K-tartalom volt mérhető az EDS-spektrumon (*I. tábla, 5. ábra*).

Az eredmények összefoglalása

A területről újonnan mutattuk ki a halloysitot, megállapítottuk, hogy a suba-oldali zeolit klinoptilolit-Ca, illetve részletes leírást adtunk a mordenitről és a szmektit-kova ásványokról. Továbbá érdekes, helyenként ellentmondásos megfigyeléseket tettünk a király-hegyi vas-oxidról és a bombolyi rectoritról.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk a cikk konstruktív lektorálásáért és hasznos tanácsaikért ZELENKA Tibornak és FEHÉR Bélának, a röntgen-pordiffrakciós mérések elkészítéséért LOVAS Györgynek és KIRÁLY Juditnak. Munkánk részben az OTKA 68562 számú pályázat támogatásával készült.

Irodalom — References

BAJNÓCZI, B., MOLNÁR, F., MAEDA, K., NAGY, G. & VENNEMANN, T. 2002: Mineralogy and genesis of primary alunites from epithermal systems of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **45/1,** 101–118.

FEHÉR B. 2008: A szabályosan közberétegzett rétegszilikátok és magyarországi előfordulásai, különös tekintettel a mádi „allevarditra”.– 3. Téli Ásványtudományi Iskola, Balatonfüred, 2008. 01. 18–19. Előadás.

GYARMATI P. 1977: A Tokaji-hegység intermedier vulkanizmusa. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **58,** 196 p.

GYARMATI P. & ZELENKA T. 1968: Mád. Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez. 25 000-es sorozat. — MÁFI, Budapest. 70 p.

MÁTYÁS E. 1966: A Mád környéki felsőszarmata vulkáni utóműködés. — *Földtani Kutatás* **9/2,** 17–27.

MÁTYÁS, E. 1970: Hydrothermal mineral parageneses in some fields of postvolcanic activity. — *IXth Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association* **IV,** 400–417.

MÁTYÁS E. 1973: Mád környékének földtani-teleptani viszonyai. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* **106/1,** 55–66.

MÁTYÁS E. 1984: Kibontakozó kaolinbányászat a mádi Király-hegyen. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* **117/6,** 679–694.

MÁTYÁS E. 1985: A Tokaji-hegység alunitja, mint ásványi nyersanyag. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* **118/9,** 716–724.

MOLNÁR, E. 1980: Morphology of the main mineral components of the Mád Királyhegy kaolin. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **24,** Suppl., 83–90.

MOLNÁR, F., ZELENKA, T., MÁTYÁS, E., PÉCSKAY, Z., BAJNÓCZI, B., KISS, J. & HORVÁTH, I. 1999: Epithermal mineralization of the Tokaj Mtns, NE Hungary: Shallow levels of low-sulfidation type systems. — In: MOLNÁR, F., LEXA, J. & HEDENQUIST, J. W. (eds): *Epithermal mineralization of the Western Carpathians.* — Society of Economic Geologists Guidebook Series **31,** 109–153.

NEMECZ E. 1973: *Agyagásványok.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 507 p.

PAPP J. & MÁTYÁS E. 1979: Új ásványi nyersanyagaink, a zeolitok. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* **112/5,** 606–618.

PÉCSKAY, Z. & MOLNÁR, F. 2002: Relationship between volcanism and hydrothermal activity in TokajMts, NE-Hungary, based on K-Ar ages. — *Geologica Carpathica* **53/5,** 303–314.

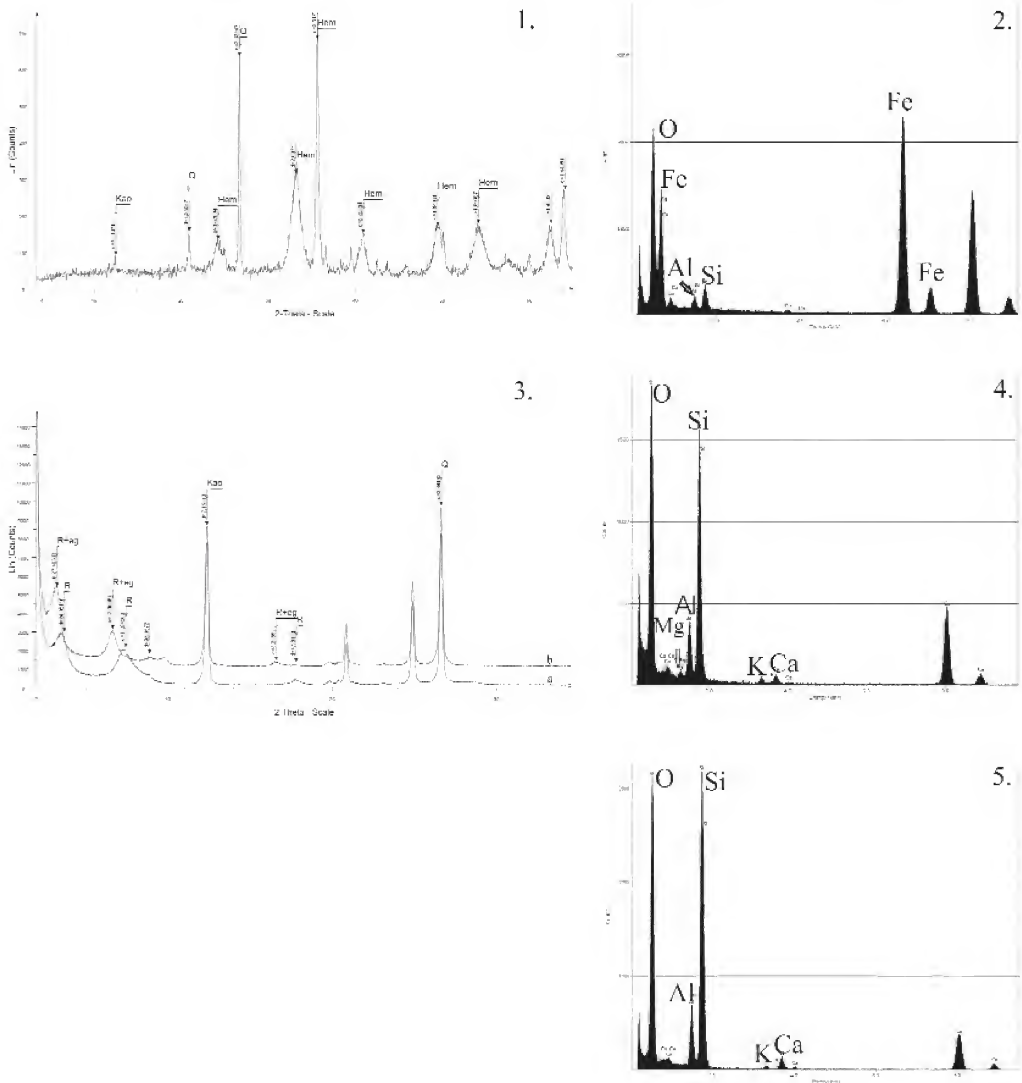
VARJÚ Gy. 1974: Alunitkutatás és termelés lehetőségei Magyarországon. — *Földtani Kutatás* **17,** 21–28.

ZELENKA T. 1964: A „Szerencsi-öböl” szarmata tufaszintjei és fáciesei. — *Földtani Közlöny* **94,** 33–52.

ZELENKA T. 1966: Tokajhegyalja DNy-i részének kőzetföldtani viszonyai.— *Kézirat,* Doktori értekezés. Bp.

Kézirat beérkezett: 2010. 09. 17.

I. tábla — Plate I



1. A vas-oxidos mintáról készült röntgen-pordiffrakciós felvétel. Király-hegy. Kao: kaolinit, Q: kvarc, Hem: hematit.

1. X-ray powder diffraction pattern of iron oxide sample. Király Hill. Kao: kaolinite, Q: quartz, Hem: haematite.

2. A vas-oxidos halmaz egy egyedi kristályának EDS spektruma. Fe és O mellett Si és Al is mérhető. Király-hegy.

2. The EDX spectrum of a single iron oxide crystal. Besides the dominant Fe and O the Si and Al contents are significant. Király Hill.

3. Az ülepítéssel orientált (a jelű), majd etilén-glikollal kezelt bombolyi mintáról (b jelű) készült röntgen-pordiffrakciós felvételek. R: rectorit, eg: etilén-glikol, Kao: kaolin-csoport ásványa, Q: kvarc.

3. X-ray powder diffraction patterns of the oriented (a) and ethylene glycol treated (b) sample from Bomboly. R: rectorite, eg: ethylene glycol, Kao: kaolinite, Q: quartz.

4. A suba-oldali klinoptilolit EDS spektruma.

4. Besides the main components (Si, O, Al) the EDX spectrum of clinoptilolite from Suba-oldal shows the exchangeable cations (Ca, Mg and K).

5. A harcsa-tetői mordenitről készült EDS spektrum.

5. On the EDX spectrum of Harcsa-tető mordenit O, Si, Al and as exchangeable cations Ca and K could be measured.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
141/3, 267–281., Budapest, 2011

Poikilites és mozaikos peridotitxenolitok eredete és jelentősége a Pannon-medence nyugati részén

EMBEY-ISZTIN Antal[1], DOBOSI Gábor[2]

[1]Magyar Természettudományi Múzeum Ásvány- és Kőzettár, 1083 Budapest, Ludovika tér 2., e-mail: embey@ludens.elte.hu
[2]Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Kutatóintézet, 1112 Budapest, Budaörsi út 45., e-mail: dobosi@geochem.hu

The origin and significance of poikilitic and mosaic peridotite xenoliths in the western Pannonian Basin

Abstract

Peridotite xenoliths resulting from eruptions of alkali basaltic volcanoes in the western Pannonian Basin can be divided into two fundamentally contrasting groups. The geochemical characteristics of the abundant protogranular, porphyroclastic and equigranular nodules suggest that these samples originate from an old, consolidated and moderately depleted lithospheric mantle domain. In contrast, the geochemical features of the worldwide rare, but in the Pannonian Basin relatively abundant, poikilitic xenoliths attest to a more complex evolution. It has been argued that the origin of the peculiar chemistry of these xenoliths may be intimately linked to melt/rock reactions and chromatographic fractionation in a porous melt-flow system. The most likely site where such reactions could have taken place is the asthenosphere-lithosphere boundary. In this context, poikilitic xenoliths may provide petrological and geochemical evidence for reactions between magmatic liquids issued from the emerging and rising asthenosphere, and the solid mantle rocks of the lithosphere. These reactions are important agents for the thermal erosion of the lithosphere; thus they could have contributed considerably to the thinning of the lithosphere in the Pannonian region. Here it is suggested that in the Pannonian Basin there could be a strong relation between the unusual abundance of poikilitic mantle xenoliths and the strongly eroded lithosphere.

Keywords: Western Pannonian Basin, peridotite xenoliths, poikilitic, melt/rock reaction, thermal erosion, mantle lithosphere

Összefoglalás

Szöveti és geokémiai vizsgálataink alapján a dunántúli alkáli bazaltos vulkánok által felhozott peridotitxenolitok két egymással élesen szembenálló csoportot képeznek. A gyakoribb protogranuláris, porfíroklasztos és ekvigranuláris szövetű xenolitok geokémiai jellegei arra engednek következtetni, hogy ezek idős, konszolidált litoszféra köpenyből származnak, amely kis és közepes mértékű parciális olvadást és olvadékveszteséget szenvedett. Ezzel szemben, a világszerte ritka, de a területünkön viszonylag gyakori poikilites xenolitok számos anomális geokémiai bélyege komplex fejlődésről árulkodik. Arra következtettünk, hogy a különleges geokémiai viszonyok porózus olvadékvándorlási rendszerben, kromatografikus frakcionáció, valamint olvadék-kőzet reakciók során jöhettek létre. Az olvadék-köpeny kölcsönhatás legvalószínűbb helyszíne a szilárd litoszféra köpeny és a felfelé nyomuló asztenoszféra határán lehetett. A poikilites xenolitok kőzettani és geokémiai bizonyítékként szolgálhatnak a felemelkedő asztenoszférából származó magmás olvadékok és fluidumok, valamint a szilárd litoszféra köpeny kőzeteinek kölcsönhatására. Ez a kölcsönhatás a litoszféra termális eróziójának fontos eleme, így jelentős mértékben járulhatott hozzá a Pannon-medence alatti litoszféra kivékonyodásához. Véleményünk szerint a Pannon-medencében szoros kapcsolat állhat fenn a poikilites kőzetzárványok szokatlan gyakorisága és a geodinamikai helyzet, nevezetesen az erősen erodált litoszféra között.

Tárgyszavak: Dunántúl, peridotitxenolitok, poikilites, olvadék/kőzet reakció, termális erózió, köpeny litoszféra

Bevezetés

Az alkáli bazaltos lávák által felhozott köpenyxenolitok fontos információkat hordoznak a felső köpenyben végbemenő folyamatokról, mint amilyen a parciális olvadás, magmaszegregáció, valamint az olvadék-kőzet kölcsönhatás, mint pl. a rejtett és modális metaszomatózis. Világszerte a leggyakoribb xenolitfajta az úgy nevezett I. típusú lherzolit és harzburgit (FREY & PRINZ 1978), melyek szövete a protogranuláristól a köztes porfíroklasztoson keresztül az ekvigranulárisig változik. Ezt a tendenciát a köpenykőzetek fokozatos deformációjával értelmezhetjük (MERCIER & NICOLAS 1975). Általánosan elterjedt vélemény szerint az I. típusú peridotitok egy összetételében homogén primitív köpeny részleges megolvadása után visszamaradt maradékot képviselnek, melyet gyakorta inkompatibilis elemekben gazdag komponens utólagos feldúsulása (metszomatózis) módosít. A kumulát szövetű, jóval ritkább II. típusú, zömmel piroxenit xenolitokat alkáli bazaltok polibárikus szegregátumainak tartjuk.

Azonban, egy különleges poikilites szövetű peridotittípus (ahol a szilikát fázisokban spinell zárványok találhatók) eredete és jelentősége még ma is homályos. Bár mgértékük és a Cr-gazdag piroxén alapján a poikilites peridotitok I. típusú xenolitok közé sorolandók, néhány szignifikáns kémiai eltérés genezisük speciális feltételeire utal (BERGER 1978; EMBEY-ISZTIN et al. 1989; DOWNES et al. 1992, GRÉGOIRE et al. 1997; XU et al. 1998, 2003a). A poikilites peridotitok eredetének magyarázatára többféle elképzelés született. MERCIER & NICOLAS (1975), valamint AVÉ LALLEMANT et al. (1980) javaslata szerint az ilyen peridotitok a deformációt követő szelektív izokémikus átkristályosodás (annealing) során alakulhattak ki normál peridotitokból, mintegy a feljebb említett dinamikus átkristályosodási trend folytatásaként („másodlagos szövet"). Azonban, geokémiai vizsgálatok rámutattak a poikilites peridotitok sajátos kémiai bélyegeire, és ezzel egyértelművé tették, hogy az átalakulás nem lehet izokémikus (EMBEY-ISZTIN et al. 1989, DOWNES et al. 1992, GRÉGOIRE et al. 1997, XU et al. 1998). A sajátos kémiai jellegek, valamint magmás kumulátokéra emlékeztető szövet miatt BERGER (1978) és EMBEY-ISZTIN et al. (1989) arra a nézetre jutottak, hogy a poikilites peridotitok valójában metakumulátumok (átalakult kumulát kőzetek), melyek a szubkontinentális köpenyben bázisos, ultrabázisos olvadékból kristályosodtak. Végül, GRÉGOIRE et al. (1997) és XU et al. (1998) egy olvadék-kőzet kölcsönhatás modellt részesítettek előnyben, mely a litoszféra alján felgyülemlett magas olvadékfrakcióval számolt. A franciaországi Borée (Massif Central) xenolitjaira javasolt modell szerint a poikilites harzburgitok normál I. típusú peridotitokból (főleg lherzolitokból) alakultak át olvadék-kőzet kölcsönhatás következtében. Ezt a modellt tulajdonképpen VAN DER WAL & BODINIER (1996) munkája ihlette, mely szerint a Ronda (Spanyolország déli része) alpi peridotit masszívumban egy km-es nagyságrendű olvadékkal kapcsolatos átkristályosodott front képződött.

A dunántúli spinell peridotitxenolitok közül korábban szokatlanul nagy számban írtunk le jól fejlett poikilites szövetű kőzetzárványokat (EMBEY-ISZTIN et al. 1989, 2001; DOWNES et al. 1992). Jelen dolgozatban egy teljesebb geokémiai adatbázis alapján megpróbáljuk értelmezni e különleges xenolitcsoport geodinamikai jelentőségét térségünkben. Úgy véljük, hogy a Pannon-medencében kapcsolat állhat fel a poikilites kőzetzárványok szokatlan gyakorisága és a geodinamikai helyzet, nevezetesen az erősen erodált litoszféra között. Felhívjuk a figyelmet arra, hogy Borée szintén az asztenoszféra-litoszféra határ topográfiai kiemelkedésével esik egybe a Massif Central területén és a Ronda-masszívum átkristályosodási frontjának kialakulása LENOIR et al. (2001) munkája alapján a Betic-Albor-i domén alatti erős termális erózió kezdetével hozható összefüggésbe. A Pannon térség poikilites xenolitjai rávilágíthatnak az olvadékok lehetséges szerepére — különösképpen az olvadék-felhalmozódási rétegekre — a litoszféraerózió folyamatában.

Szöveti típusok

Vékonycsiszolatokon végzett megfigyelések alapján a dunántúli spinell peridotitzárványok szövete két jelentős mértékben különböző csoportra vagy sorozatra osztható fel (EMBEY-ISZTIN 1984; EMBEY-ISZTIN et al. 1989, 2001; DOWNES et al. 1992). A protogranuláris, porfíroklasztos és ekvigranuláris szövetű peridotitok (összefoglalóan a fősorozat) igen gyakoriak, akárcsak a világ legtöbb xenolitlelőhelyén. A másik csoportba sorolható poikilites xenolitok, melyek csak kevés más helyről ismeretesek, mint pl. Borée és Puy Beaunit, Massif Central Central (BERGER 1978, XU et al. 1998, DOWNES & DUPUY 1987, FÉMÉNIAS et al. 2001), valamint a Kerguelen-szigetek (GRÉGOIRE et al. 1997), nálunk különös módon viszonylag gyakoriknak mondhatók.

Protogranuláris xenolitok

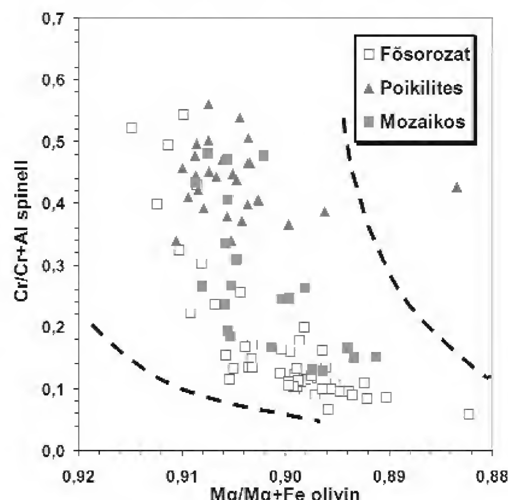
A fősorozaton belül a protogranuláris xenolitok a leggyakoribbak, különösen szentbékkállai lelőhelyen. Ebben a szöveti típusban a kristályszemcséknek görbe vonalú határai vannak. Az olivinek és ortopiroxének mérete 2 és 6 mm között változik. A többnyire féreg alakú spinellszemcsék az olivin- és piroxénszemcsék közötti térben oszlanak el, és gyakorta társulnak orto- és klinopiroxénhez (I. tábla 1.). Deformált porfiroklasztos xenolitok bimodális szemcsemérettel a gércei lelőhelynél gyakoriak, míg a finomszemcsés ekvigranuláris zárványok Szigligeten, de kisebb számban minden lelőhelyen előfordulnak (EMBEY-ISZTIN 1984). A fősorozatú xenolitok többsége spinell lherzolit (>5% klinopiroxén), modális összetétel 55–73% olivin (ol), 17–29% ortopiroxén (opx), 5–17% klinopiroxén (kpx) és 2–4% spinell (sp). Kimerült harzburgitok 72–80% ol, 20–29% opx, 0,5–5% kpx és 1–2% sp összetétellel ritkábbak.

Poikilites xenolitok

Poikilites xenolitok gyakoribbak Szentbékkállán, de megtalálhatók a Bondoró-hegyen, Szigligeten és Gércén is. Újabban a xenolitokban szegény Tihanyi-félszigetről is sikerült ezt a típust kimutatni (FALUS & SZABÓ 2004). A spinellt zárványként tartalmazó dunántúli peridotitxenolitokat két alcsoportra oszthatjuk. Egyikük durvaszemcsés (8–10 mm-ig menő szemcsemérettel), részben görbe vonalú, részben pedig egyenes vonalú szemcsehatárokkal (*I. tábla 2, 3, 4, 5*). Orto- és klinopiroxének elég gyakran, az olivinek ritkábban képeznek félig saját alakú kristályokat. Stresszhatást nem vagy alig mutatnak. Ásványreakciók sem figyelhetők meg. Az opak spinellszemcsék gyakorta alkotnak változó méretű sajátalakú kristályokat. Figyelemre méltó, hogy bár a kis spinellkristályok általában egyenletesen oszlanak el az egyes xenolitokban, helyenként nagyobb spinellszemcsékkel sűrűn telített horizontok is előfordulnak (*I. tábla 4, 5*). A nagyobb orto- és klinopiroxén-kristályokban helyenként megfigyelhető kis, kerekded olivin zárványok szintén a poikilites xenolitok sajátsága, melyet a fősorozatban nem észlelhetünk (*I. tábla 3*). A másik alcsoportra egy erősen átkristályosodott finomszemcsés szövet jellemző (*I. tábla 6*). Az általában 1 mm alatti ekvigranuláris szemcséknek egyenes vonalú határai vannak, melyek gyakorta 120° hármaspontokba futnak össze. Az előző alcsoporttól való megkülönböztetés céljából erre a típusra a „mozaikos" kifejezést fogjuk használni. Az igen kis spinellszemcsék zárványként részben a szilikátokban és azon belül is főként az olivinekben találhatók, részben pedig a hármas pontok közötti teret töltik ki. Szivacsos szövetű klinopiroxének gyakoribbak ebben az alcsoportban, mint bármely más szöveti típus esetében. A poikilites és mozaikos xenolitok modális összetétele határozottan változatosabb, de nagy átlagban átfedi a fősorozat mintáiét (54–98% ol, 0–35% opx, 1–11% kpx, 1–3% sp). A harzburgitok azonban gyakoribbak (<5% kpx), mint a fősorozaton belül. Ennek ellenére, klinopiroxénben kifejezetten gazdag minták is akadnak. Néhány mintának meglehetősen szokatlan modális összetétele van. A mozaikos alcsoportban néhány ortopiroxén-mentes kőzet lényegében csak olivinből, nagyon kevés klinopiroxénből és spinellből áll. Kevés orto- és klinopiroxénben egyaránt gazdag poikilites olivinwebsterit anyagú xenolit is előkerült és egy hasonló zárványt BALI et al. (2007) is leírtak Szentbékkálláról. Végül megjegyezzük, hogy a poikilites és protogranuláris szövettípusok között átmenetek is észlelhetők, azaz olyan kőzetpéldányok, melyekben a spinell részben intergranuláris, részben pedig zárványként van jelen. Munkánkban azonban az átmeneti típusokat elkerültük és csak a tisztán poikilites zárványokra koncentráltunk.

Az ásványok főelem-összetétele

A kőzetalkotó ásványfázisok kémiai jellegeit az *1–5. ábrákon* mutatjuk be. Első közelítésben a fősorozat és a poikilites/mozaikos peridotitok összetétele hasonló, pl. az olivinek Mg/(Mg+Fe) hányadosának tartománya (Mg#) mindkét csoportban nagyjából azonos értékek között változik (*1. ábra*). Átlagban azonban a poikilites xenolitok olivinjének forszterit (Fo)-tartalma szignifikánsan magasabb. A mozaikos xenolitok szintén ezt a tendenciát mutatják, bár a fősorozattól kevésbé térnek el, mint a poikilites zárványok. Ennek ellenére egyetlen mozaikos dunitmintát leszámítva (G1005), a legmagasabb Fo-érékek a fősorozat erősen kimerült harzburgit mintáira jellemzők. A G1005 dunit olivinje extrém magas forszteritértéket mutatott (Mg# 0,94, EMBEY-ISZTIN et al. 2001). A poikilites/mozaikos xenolitok és a főcsoporthoz tartozó xenolitok között a legjellemzőbb diagnosztikai különbség az, hogy az



1. ábra. Az olivin Mg-értékének változása a koegzisztens spinellek Cr-értékével

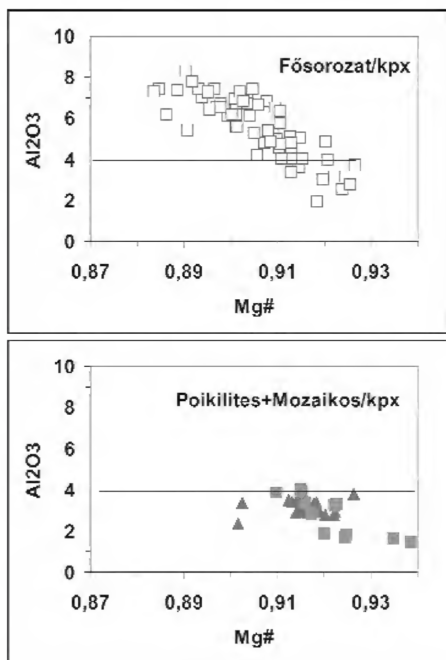
A szaggatott vonalak ARAI (1994) olivin-spinell köpenysor (OSMA) határait jelzik, mely a parciális olvadási trendnek felel meg. Figyeljük meg a poikilites és mozaikos minták rendszeresen magasabb Cr-értékeit egy adott olivin Mg-értékhez viszonyítva. Az 1-6. ábrák részben közölt mikroszonda elemzéseken (EMBEY-ISZTIN et al. 1989, 2001; DOWNES et al. 1992), részben pedig a szerzők publikálatlan mérésein alapulnak

***Figure 1.** Co-variation of Mg-number in olivine with Cr-number in co-existing spinel*

The dashed lines delineate the Olivine-Spinel Mantle Array (OSMA) representing a partial melting trend (ARAI 1994) Note the consistently higher Cr-numbers of poikilitic and mosaic samples at a given Mg-number of olivine. Diagrams in Figure 1-6 are based on partly published microprobe analyses (EMBEY-ISZTIN et al. 1989, 2001; DOWNES et al. 1992) and partly on unpublished analyses of the authors

olivinek egy adott Fo-értékéhez viszonyítva, az előző csoport koegzisztens spinelljének szignifikánsan magasabb Cr# -értéke (Cr# = Cr/(Cr+Al) van, mint az utóbbiaknak (*1. ábra*).

Szignifikáns eltérés mutatkozik továbbá a két ellentétes csoport klino- és ortopiroxénjeinek Al-tartalmában is. Míg a fősorozat klinopiroxénjei alumíniumban gazdagok Al_2O_3 (többnyire >>4%), addig a poikilites és különösen a mozaikos piroxénekre általában alacsony Al-tartalom jellemző (*2. ábra*). E csoportokra nem csak a nagyon alacsony Al-tartalom jellemző, hanem a koegzisztens klino-



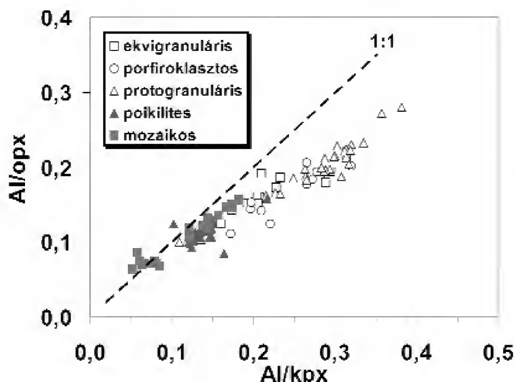
2. ábra. Klinopiroxének Al_2O_3 – Mg-érték diagramja, fent: fősorozatú xenolitok (üres négyzetek), lent: poikilites (telt háromszögek) és mozaikos peridotitok (telt négyzetek)

Figure 2. *Al_2O_3 vs. Mg-value diagrams for clinopyroxenes, top: main series xenoliths (open square), bottom: poikilitic (full triangle) and mosaic peridotites (full square)*

és ortopiroxének közötti anomális Al-megoszlás is (*3. ábra*). Az I. típusú lherzolit- és harzburgit-xenolitokban a klinopiroxén lényegesen több alumíniumot tartalmaz, mint a koegzisztens ortopiroxén (pl. VARNE 1977, NICKEL & GREEN 1984, WIECHERT et al. 1997 & YING et al. 2006 és sokan mások). A dunántúli fősorozatú peridotitxenolitok tökéletesen megfelelnek ennek a szabálynak, azonban a poikilites és még inkább a mozaikos mintákban, a legtöbb esetben mind a klino- mind pedig az ortopiroxének hasonlóan alacsony Al-tartalmukkal tűnnek ki. Sőt, néhány mintában az orto- és nem pedig a klinopiroxén Al-tartalma nagyobb (*3. ábra*). Ez meglehetősen különös, és legjobb tudásunk szerint az említett anomáliát eddig még más helyről nem ismertették.

A fősorozatban a klinopiroxének Mg# és Al_2O_3 változói között negatív korreláció áll fenn (*2. ábra*), melynek oka a progresszív parciális olvadás (és/vagy metaszomatikus elemdúsulás) lehet. A poikilites/mozaikos csoportban a korreláció sokkal kevésbé nyilvánvaló. A poikilites alcsoporton belül pedig egyáltalán nincs korreláció. A poikilites és mozaikos alcsoportokban más ásvány-kémiai jellemzők is a szokásos progresszív parciális olvadási trendtől való eltérésre mutatnak. Érdemes itt megemlíteni, hogy a fősorozattal ellentétben, a mozaikos és poikilites minták magas Cr/(Cr+Al) spinelljei Al és Cr-ban egyaránt szegény klinopiroxénhez társulnak. Továbbá, a poikilites és mozaikos xenolitok sokkal kevesebb nátriumot tartalmaznak, mint a fősorozatbeliek és a mozaikos xenolitok Ca-tartalma nagyobb, mint bármely más szöveti csoporté.

A spinellek esetében a Cr/(Cr+Al) és az Mg/(Mg+Fe) negatív korrelációban áll egymással. Feltűnő azonban, hogy a dunántúli peridotitxenolitok két különböző korrelációs egyenes mentén koncentrálódnak, a meredekebb vonal körül a fősorozatú, a kevésbé meredek mentén pedig a mozaikos és poikilites minták (*4. ábra*). Míg a fősorozatú spinellek DICK & BULLEN (1984) „óceáni mélységi peridotit mező" medián vonalához igazodnak, addig a poikilites és mozaikos mintáknál ettől a vonaltól jobbra helyezkednek el.

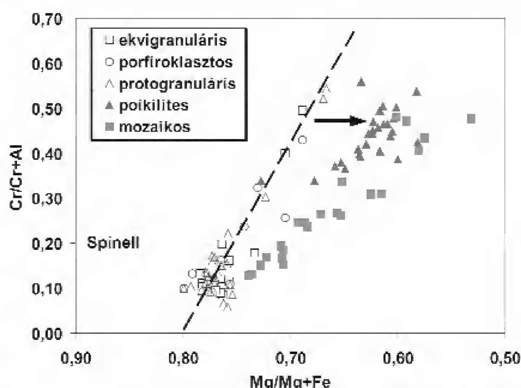


3. ábra. Az Al (6 O-ra számolva) megoszlása a koegzisztens orto- és klinopiroxén-párok között

Figyeljük meg, hogy néhány mozaikos poikilites xenolit ortopiroxénjében több az Al, mint a klinopiroxénben

Figure 3. *Distribution of Al (per formula unit) in co-existing ortho- and clinopyroxene pairs*

Note that some mosaic and a poikilkitic xenoliths have more Al in the orthopyroxene than in clinopyroxene



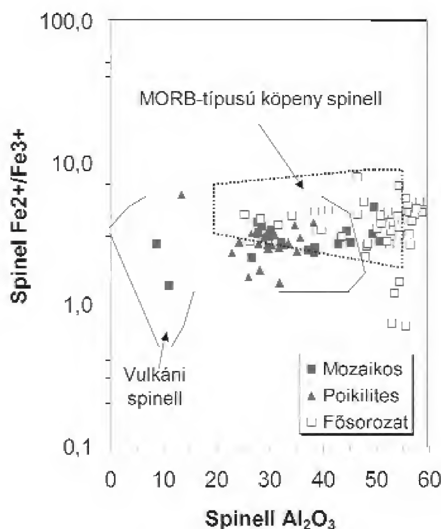
4. ábra. Fe/Mg és Cr/Al megoszlás a különböző szövetű peridotitxenolitok spinelljeiben

A szaggatott vonal DICK & BULLEN (1984) óceáni „abisszikus peridotit" mezejének medián vonala

Figure 4. *Fe/Mg and Cr/Al distribution in spinels in peridotite xenoliths of different texture types*

The broken line represents the median of the oceanic "abyssal peridotite field" of DICK & BULLEN (1984)

Ebből következik, hogy egy adott Cr/(Cr+Al) érték mellett — a fősorozatú spinellekhez képest — a poikilites és mozaikos peridotitok spinelljei vasban lényegesen gazdagabbak és magnéziumban pedig szegényebbek. Bár a poikilites és mozaikos típusokban a spinell számított Fe_2O_3 tartalma nagyobb, mint a fősorozatban, az Al és Cr helyettesítése Fe^{3+} ionok által nem magyarázza meg a különbséget. A poikilites kőzetekhez hasonlítva a fősorozatban az Mg/Fe arány lényegesen magasabb (rendre átlagban 3,1 és 1,7). Úgy tűnik tehát, hogy a poikilites kőzetek spinelljei speciális fiziko-kémiai körülmények között képződtek, mely hasonlíthat a bázisos-ultrabázisos olvadékokban uralkodó körülményekhez. Mindenesetre, KAMENETSKY et al. (2001) diszkriminációs diagramjában a fősorozat tagjai a „MORB-típusú köpeny spinell” mezőbe esnek, a poikilites és mozaikos minták viszont a „vulkáni spinell” (azaz olvadékból kristályosodott) mezőben találhatók (*5. ábra*).

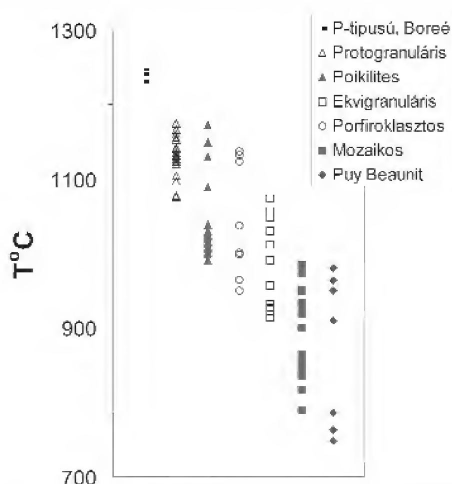


5. ábra. A fősorozatú és a poikilites/mozaikos peridotitxenolitok elhelyezkedése KAMENETSKY et al. (2001) diszkriminációs diagrammjában

Figure 5. *Plot of main series and poikilitic/mosaic peridotite xenoliths in the discriminative diagram of KAMENETSKY et al. (2001)*

Termobarometria

Az egyensúlyi hőmérsékleteteket a két-piroxén és az ortopiroxén Ca-tartalmán alapuló termométer (BREY & KÖHLER 1990) használatával becsültük meg (*6. ábra*). A fősorozaton belül a legkevésbé deformálódott protogranuláris zárványok mutatták a legmagasabb hőmérsékleti tartományt (1077–1175 °C), a fokozatosan növekvő deformációt jelző porfíroklasztos és ekvigranuláris xenolitok egyensúlya alacsonyabb hőmérsékleteken állt be (rendre 950–1132 és 914–1074 °C). Meglehetősen nagy hőmérsékleti eltérést észleltünk a durvaszemcsés poikilites, valamint az erősen átkristályosodott mozaikos minták között (*6. ábra*). Míg a poikilites kőzetek esetében számolt maximum hőmérséklet (1172 °C) nem különbözik a protogranuláris xenolitok megfelelő értékétől, a mozaikos xenolitok nagyon alacsony hőmérsékleti tartományt mutattak (790–985 °C). A meredek, óceáni típusú geotermikus gradiens, valamint az elvékonyodott litoszféra alapján az észlelt hőmérséklettartomány azt valószínűsíti, hogy a xenolit mintáink megközelítőleg a teljes köpenylitoszféra szelvényt megmintázták (EMBEY-ISZTIN et al. 2001). Így a legalacsonyabb hőmérsékletű xenolitok a köpeny tetejéről, a MOHO közeléből származhatnak, mely a Pannon-medencében csak 25–30 km mélyen található (ROYDEN et al. 1983). Ezzel szemben a legmagasabb hőmérsékletek 55–60 km mélységet jeleznek, mely nincs messze az asztenoszféra-litoszféra határától. Egy alternatív magyarázat lehet azonban az is, hogy a számított hőmérséklet értékek diffúziós folyamatok blokkolási hőmérsékleteit jelzik, mivel a T értékek mindkét csoportban a szövettel mutatnak korrelációt (magasabb T a durvább szemcsés kőzetekben). Orogén peridotitokban ezt már régen felismerték és diffúzió sebesség becslésére is felhasználták (pl. FABRIÈS 1979). Jelen esetben a durvaszemcsés poikilites xenolitok megőrizhették magas egyensúlyi hőmérsékletüket, az erősen átkristályosodott mozaikos kőzetek a hűlés során új egyensúlyba juthattak, vagy a kisebb szemcseméret miatt, vagy pedig az átkristályosodás hatására.



6. ábra. A hazai peridotitxenolitok két-piroxén egyensúlyi hőmérsékleti tartománya

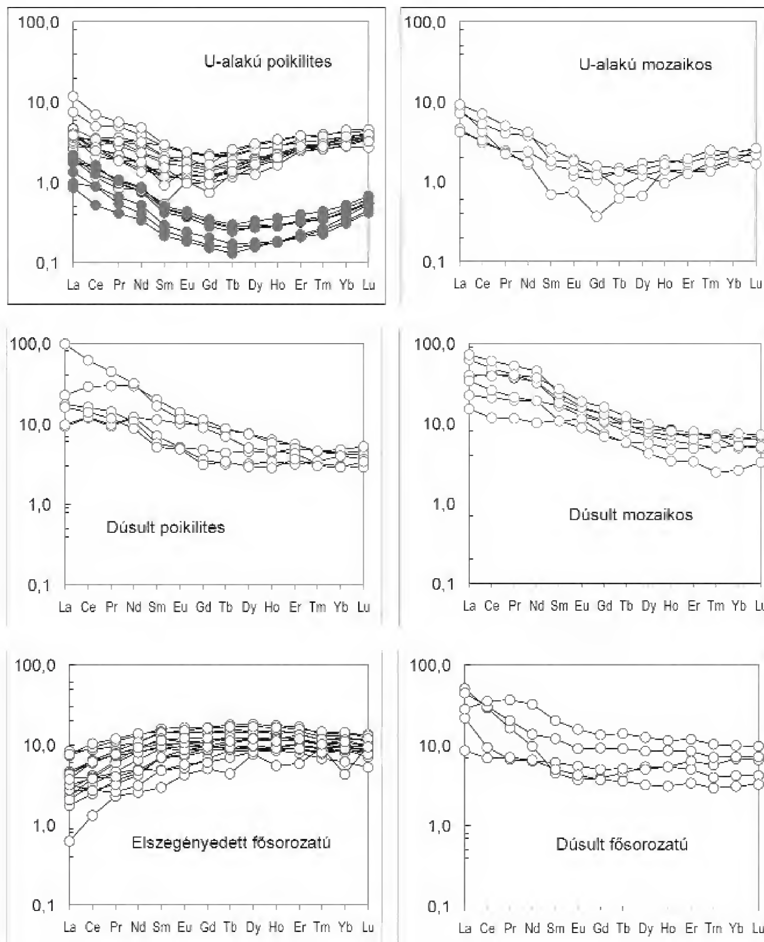
A PUY DE BEAUNIT (H. DOWNES publikálatlan elemzéseiből számolva) és BORÉE (XU et al. 1998) hőmérsékleti értékeit összehasonlítás céljából ábrázoltuk

Figure 6. *Range of two pyroxene equilibrium temperatures of Pannonian peridotite xenoliths*

For comparison, temperature values of poikilitic xenoliths from PUY DE BEAUNIT (calculated on the basis of unpublished analyses of H. DOWNES), and BORÉE (XU et al. 1998) are given

Nyomelemek

Szeparált klinopiroxén szemcsék nyomelem összetételének vizsgálata felfedte a nagy ionsugarú, litofil elemek (LILE) dúsulása/elszegényedése és a szöveti típusok közötti összefüggéseket (*7–9. ábrák*). Ezek összhangban vannak a korábbi, kevesebb számú mintából kapott eredményekkel (EMBEY-ISZTIN et al. 1989, DOWNES et al.1992 és SZABÓ et al. 1995). A klinopiroxének és ortopiroxének nyomelem-spektrumát részletesebben DOBOSI et. al. (2010) tárgyalja. Poikilites és mozaikos xenolitok vagy könnyű ritkaföldekben (LREE) dúsult kondrit-normalizált, vagy pedig U-alakú mintát mutatnak. Ez utóbbinak a középső ritkaföldfémeknél (Eu-Dy) minimuma van és mind a könnyű, mind pedig a nehéz ritkaföldeknél relatív dúsulást mutat (*7. ábra*). Két (nem ábrázolt) poikilites xenolit gyengén felfelé konvex mintát eredményezett. Ezzel szemben a protogranuláris nem deformált fősorozatú xenolitok nagy többsége LREE-elszegényedett görbét mutatott, változóan meredek Sm-Nd-Pr-Ce-La inflexióval. A deformált porfiroklasztos és ekvigranuláris zárványok többnyire LREE-ben gazdagodtak. A LREE-dúsult fősorozatú, valamint a hasonló poikilites és mozaikos minták a ritkaföldfém görbék lefutása alapján nehezen különíthetők el egymástól, azonban az adatokat Yb-La diagrammban ábrázolva (*8. ábra*) a két csoport egyértelműen szétválik egymástól,



7. ábra. A Pannon-medence klinopiroxénjeinek (üres körök) és teljes kőzet peridotit (telt körök) mintáinak kondritranormált REE gyakoriságai

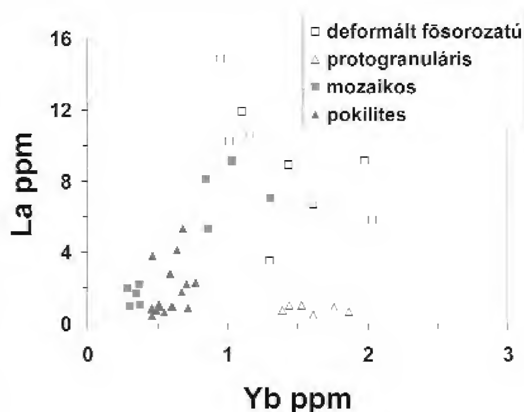
Az elemzések a Géosciences Montpellier (EMBEY-ISZTIN et al. in prep.), valamint a Memorial University (Kanada) laboratóriumaiban (DOBOSI et al. 2010) készültek. A CI kondrit értékek SUN & MCDONOUGH (1989) munkájából származnak

Figure 7. *Chondrite-normalized REE abundances in clinopyroxenes (open symbols) and whole rock peridotite samples (full symbols) from the Pannonian Basin*

The analytical work was performed in the laboratories of Géosciences, Montpellier (EMBEY-ISZTIN et al. in prep.) and the Memorial University, Canada (DOBOSI et al. 2010). CI chondrite values from SUN & MCDONOUGH (1989)

8. ábra. A dunántúli peridotitxenolitok klinopiroxénjeinek Yb-La diagrammja

Figure 8. *Yb-La diagram of clinopyroxenes from Pannonian peridotite xenoliths*



mivel a poikilites és mozaikos xenolitoknak a fősorozathoz képest alacsonyabb HREE koncentrációja van. Különösen az U-alakú minták Yb és Lu koncentrációi alacsonyak.

A ritkaföldekkel szemben a többi inkompatibilis elem kevésbé egyértelműen korrelál a szöveti típusokkal (*9. ábra,*

9. ábra. A fősorozatú, poikilites és mozaikos xenolitok klinopiroxénjeinek SUN & MCDONOUGH (1989) primitív köpenyre normált inkompatibilis nyomelem diagramja. Analitikai munka: lásd a 7. ábrát

a) U-alakú poikilites, U-alakú mozaikos és protogranuláris xenolitok, b) Dúsult poikilites, dúsult mozaikos és dúsult fősorozatú xenolitok

Figure 9. *Incompatible trace-element abundances main series, poikilitic and mosaic xenolithic clinopyroxenes, normalized to primitive mantle values of SUN & MCDONOUGH (1989). Analytical work: see Figure 7*

a) U-shaped poikilitic, U-shaped mosaic and protogranular xenoliths, b) Enriched poikilitic, enriched mosaic and enriched main series xenoliths

a)

U-alakú poikilites

U-alakú mozaikos

Protogranuláris

b)

Dúsult poikilites

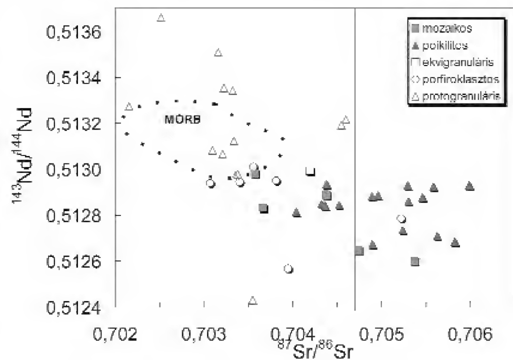
Dúsult mozaikos

Dúsult fősorozatú

a, b). Megjegyzendő azonban, hogy U-alakú mintájú xenolitok nyomelemtartalma lényegesen alacsonyabb, mint a többi zárványé. Továbbá, ezekben a zárványokban a Ce és Pr elemekhez viszonyítva határozott pozitív Sr-anomália mutatkozik, de az U-alakú mintát mutató mozaikos xenolitokban a Sr csak kevéssé dúsul a szomszédos elemekhez képest. Ezzel szemben a LILE-gazdag poikilites, mozaikos és fősorozatú minták egyöntetűen negatív Sr-anomáliát jeleznek. Általában ezek a xenolitok a primitív köpenynormált kiterjesztett sokelemes diagramban változatosabb mintákat mutatnak (*9. ábra, b*). Változóan mély Ti, Zr, Hf, valamint Nb- és Ta-anomáliák általánosan elterjedtek, de a LILE-gazdag mintákban erősebben mutatkoznak, mint az elszegényedett kőzetekben. Általában a teljes kőzetmintákban a nyomelemgörbék lefutása, alacsonyabb gyakorisági értékek mellett, a klinopiroxénekét utánozza (*7. ábra*). Kivételt képez a könnyű ritkaföldekhez képest magasabb Ba-, U-, Th-, Nb- és Ta-, valamint a sekélyebb negatív Zr-Hf-anomália. A különbségek talán arra vezethetők vissza, hogy ezeknek az elemeknek egy része akcesszorikus fázisokban, olvadékcsomókban és szemcsehatárokat bevonó komponensekben van jelen. Az utóbbit BODINIER et al. (1996) és BEDINI & BODINIER (1999) a Kelet-Afrikai-rift peridotitxenolitjaiban bizonyították, miután spinellkristályok felületén Ti-oxidokból álló vékony reakciós bevonatot, valamint flogopitot találtak, melyek Nb-Ta és Rb-Ba elemekben dúsultak.

A szeparált klinopiroxének Sr-Nd-Pb izotóp-összetétele

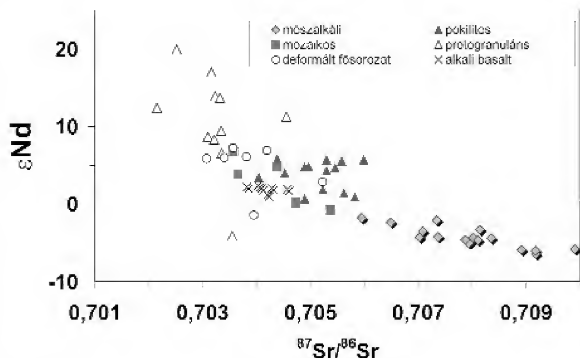
A dunántúli peridotitxenolitokból szeparált klinopiroxének Sr-Nd-Pb izotópösszetétele meglehetősen tág határok között változik és a szöveti típusokkal korrelációt mutat (*10. ábra*). Egy Bondoró-hegyi xenolit kivételével, mely alacsony $^{143}Nd/^{144}Nd$ hányadossal tűnik ki, a protogranuláris zárványok a Sr-Nd izotópdiagram elszegényedett negyedében helyezkednek el, a MORB-mezőn (ZINDLER & HART 1986) belül, sőt részben még a fölött is, mely egy nagyon elszegényedett rezervoárra utal (ε_{Nd} = + 8,3 – + 19,9, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,70215–0,70455 — *10., 11. ábra*). A fősorozat deformált porfiroklasztos és ekvigranuláris xenolitjainak szignifikáns mértékben alacsonyabb $^{143}Nd/^{144}Nd$ (ε_{Nd} = + 2,9 – + 7,3) és magasabb $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70307–0,70522) izotóphányadosai vannak. A poikilites és mozaikos peridotitok még fokozottabb Sr-izotópdúsulást mutatnak ($^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,70357–0,70599, ε_{Nd} = + 6,7 tól – 0,8 ig). Következésképpen e xenolitok többsége a Sr-Nd diagram jobb felső negyedében találhatók, mely a teljes Földhöz (=primitív köpeny) képest Sr-izotópban dúsult, de Nd-izotópösszetételét tekintve még elszegényedett (*10. ábra*). A kevésbé dúsult poikilites és mozaikos xenolitok a pliocén alkáli bazalt mező közelében helyezkednek el, az erősebben dúsultak a miocén mészalkáli vulkanitok mezeje felé irányulnak, azonban a Nd-izotóphányadosuk magasabb (*11. ábra*).



10. ábra. A hazai peridotitxenolitok $^{143}Nd/^{144}Nd$ - $^{87}Sr/^{86}Sr$ diagrammja
Az új eredmények (Géosciences Montpellier, EMBEY-ISZTIN et al. in prep.), DOWNES et al. (1992) adataival, valamint egy poikilites mintával (BALI et al. 2008) kiegészítve

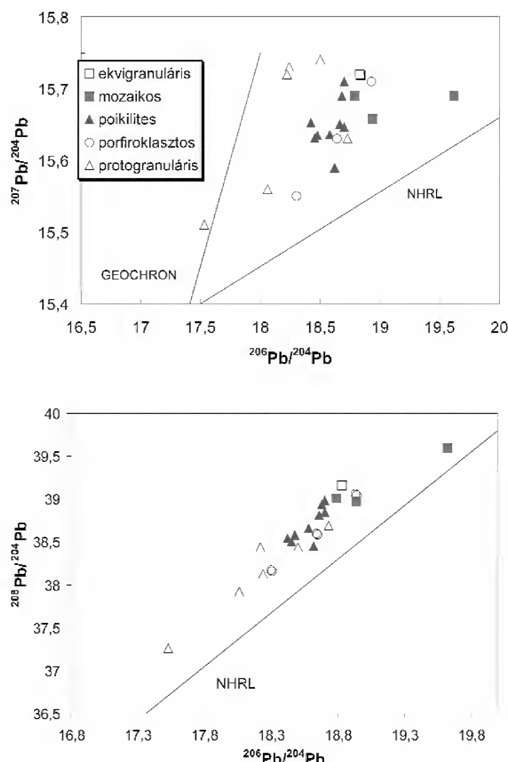
Figure 10. *$^{143}Nd/^{144}Nd$ - $^{87}Sr/^{86}Sr$ diagram of the Pannonian peridotite xenoliths (Géosciences Montpellier, EMBEY-ISZTIN et al. in prep.)*
In addition to the new results, Sr- and Nd-isotope analyses by DOWNES et al. (1992), and one poikilitic sample of BALI et al. 2008) are also included

A jelentős átfedések miatt, a különböző csoportokba tartozó peridotitxenolitok $^{207}Pb/^{204}Pb$ hányadosa és a szövet között nincs jó korreláció. Ezzel szemben, a $^{208}Pb/^{204}Pb$ –$^{206}Pb/^{204}Pb$ izotópadatok és szövet között a korreláció jónak mondható, mivel a protogranuláris kőzetek $^{208}Pb/^{204}Pb$ hányadosa a legalacsonyabb és a mozaikos minták a leginkább radiogén értékeket mutatják. (*12. ábra*). A $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ diagramban a különböző szövetű dunántúli peridotitxenolitok meglehetősen átfedik egymást és jellemző rájuk, hogy egy adott $^{206}Pb/^{204}Pb$ értékhez képest túl magas $^{207}Pb/^{204}Pb$ arányuk van és így az NHRL, valamint a STACEY & KRAMERS (1975) által meghatározott 4,55 milliárd éves Geochron közötti térben helyezkednek el.



11. ábra. $^{87}Sr/^{86}Sr$ - ε_{Nd} diagramm. Adatok forrása mint a 10. ábránál
A Balaton vidéki alkáli bazaltok: EMBEY-ISZTIN et al. (1993); Miocén mészalkáli kőzetek: SALTERS et al. (1988), HARANGI et al. (2007)

Figure 11. *$^{87}Sr/^{86}Sr$ versus ε_{Nd} diagram. Data sources for peridotites as in Figure 10*
Alkali basalts of the Balaton region, EMBEY-ISZTIN et al. (1993); Miocene calc-alkaline rocks SALTERS et al. (1988), HARANGI et al. (2007)



12. ábra. A hazai peridotitxenolitok $^{207}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ és $^{208}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ diagramja (EMBEY-ISZTIN et al. in prep.), ROSENBAUM et al. (1997) adataival kiegészítve. NHRL (HART 1984) és a 4,55 milliárd éves Geochron (STACEY & KRAMERS 1975)

Figure 12. *$^{207}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ és $^{208}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ diagrams of the Pannonian peridotite xenoliths (EMBEY-ISZTIN et al. in prep.) Lead isotope data of ROSENBAUM et al. (1997), are also included. Straight lines: NHRL (HART 1984) and 4.55 Ga Geochron (STACEY & KRAMERS 1975)*

zárványból. Példaként említhetjük a klinopiroxének jellegzetesen alacsony Al-tartalmát és ennek az elemnek anomális megoszlását az orto- és klinopiroxén között. Borée, (Massif Central, Franciaország) lelőhelyről származó „poikiloblasztos” (= poikilites) xenolitokban mindkét piroxénnek kiemelkedően magas Al-tartalma van és a társult „granular” (= I. típusú) peridotitxenolitokhoz hasonlóan a két piroxén közötti Al-megoszlás szabályszerű (XU et al., 1998). Ugyanez áll a Kerguelen-szigetekről leírt poikilites harzburgitokra és dunitekre (GRÉGOIRE et al. 1997), valamint az északkelet-kínai Huinan lelőhelyről származó „másodlagosan átkristályosodott reakciós harzburgitokra” is (XU et al. 2003a). A spinellek Mg/(Mg+Fe) – Cr/(Cr+Al) diagramjában (*4. ábra*) e lelőhelyek xenolitjai sokkal inkább a fősorozatú xenolitok (közönséges I. típusú peridotit) trendje mentén helyezkednek el mintsem a mi poikilites és mozaikos trendünkön (nincs ábrázolva). A legjobb tudásunk szerint csak a francia Massif Central Puy Beaunit lelőhelyéről származó peridotitxenolitok egy része osztozik a hazai poikilites és mozaikos zárványok e különleges ásványkémiai jellegeivel. Az ún. „másodlagosan átkristályosodott” Puy Beaunit lelőhelyű xenolitokon végzett, de nem publikált elemzéssorozat (H. DOWNES szívessége), valamint néhány saját elemzés alapján megállapíthattuk, hogy e zárványok spinelljei ugyanazokat a különleges bélyegeket mutatják, mint a hazai poikilites és mozaikos minták. Figyelemre méltó, hogy a Puy Beaunit lelőhelyen a klinopiroxének szintén alacsony Al-tartalmat mutatnak. Úgy tűnik tehát, hogy Puy Beaunit kivételével, a hazai poikilites és mozaikos xenolitok bizonyos ásványkémiai bélyegei nem mutathatók ki más lelőhelyek hasonló szövetű mintáin. Említést érdemel azonban, hogy alacsony Al-tartalmú klinopiroxént I. típusú protogranuláris és porfiroklasztos xenolitokból is leírtak már, melyeket karbonátos olvadékokkal történt reakció termékeként értékeltek (pl. YAXLEY et al. 1991, DAUTRIA et al. 1992, RUDNICK et al. 1993).

Azonosságok és különbségek a világ más lelőhelyeiről származó poikilites peridotitxenolitokkal

A hazai poikilites és mozaikos xenolitok változó mértékben mutatnak hasonlóságot és eltérést az irodalomban ismertetett hasonló szövetű xenolitokkal. Az ilyen zárványok jellemzésénél a legtöbb szerző kiemeli a Cr-gazdag spinell és a viszonylag alacsony mg-értékű olivin társulását és/vagy egyéb nem egyensúlyi állapotra utaló bélyeg észlelését, melyet a parciális olvadási trendtől való eltéréssel magyaráznak (BERGER 1978; GRÉGOIRE et al. 1997; XU et al. 1998, 2003b). Újabban a közönséges I. típusú peridotitok, valamint a poikilites kőzetek REE és inkompatibilis elem görbéiben, valamint az izotóphányadosokban megmutatkozó különbségeket is megemlítik. A hazai zárványok néhány különleges ásványkémiai bélyege azonban nem ismeretes a legtöbb távoli lelőhelyről leírt

Diszkusszió, következtetések

A dunántúli fiatal alkáli bazaltos kőzetekben található peridotitzárványok két egymástól elütő csoportot alkotnak. A xenolit populáció többsége, melyet itt fősorozatúnak neveztünk, a világviszonylatban is szélesen elterjedt I. típusú peridotitxenolitokhoz hasonló szöveti és geokémiai bélyegeket mutat (cf. WILSHIRE & SHERVAIS 1975, FREY & PRINZ 1978, STOSCH & SECK 1980, MENZIES 1983). Ezzel szemben a ritkább poikilites/mozaikos peridotitok olyan sajátos szöveti és geokémiai jellegzetességeket mutatnak, melyeket csak néhány más lelőhelyen figyeltek meg (pl. Borée és Kerguelen-szigetek). A két szembenálló litológiai változat térbeli viszonya a felső köpenyben fontos, megoldatlan kérdés. A peridotit masszívumokkal ellentétben, a köpeny megmintázása vulkáni erupcióknak köszönhetően, szükségképpen véletlenszerű és töredékes. Sehol sem kerültek elő olyan összetett zárványok, melyek e két típus

között kontaktust mutatnák. Egy, közvetett bizonyítékként értékelhető, unikum számba menő összetett zárványt azonban sikerült találni a szigligeti bazalttufából. Ez a xenolit különböző szövetű, fősorozatú és poikilites kőzettöredékeket, ezen kívül II. típusú Al-augit és amfibol megakristályokat tartalmaz. Mindez azt sugallja, hogy mind a közönséges I. típusú, mind pedig a poikilites xenolitok azonos mélységből származhatnak és a köpenyben valószínűleg egymás mellett helyezkedtek el. A II. típusú Al-augit és amfibol megakristályok a végső erupciónál valamivel korábbi alkáli bazaltos magmatevékenység következtében képződött olvadékból váltak ki (DOBOSI et al. 2003). Ez az összetett zárvány tehát arra enged következtetni, hogy a poikilites peridotitok képződése a pliocén bazaltos vulkanizmustól független, és annál idősebb folyamat eredménye lehet.

Szöveti és geokémiai jellemzői alapján, a protogranuláris peridotitxenolitok a térség alatti idős litoszféra protolitot képviselhetik. E xenolitok többségében a szilikátok mg-értéke alacsony, vagy közepes, a spinellek alumíniumban gazdagok és krómban szegények (Cr/(Cr+Al)<0,2). Ez az összetétel mérsékelt parciális olvadással és bazaltolvadék kivonódásával áll összhangban. A fősorozatú peridotitoknak csak egy kis része mutat fokozatosan nagyobb mg-értéket és Cr-gazdagodást a spinellben, mely nagyobb mértékű elszegényedésre utal (*1. ábra*). A protogranuláris xenolitok túlnyomó többsége könnyű ritkaföldekben és nagy ionrádiuszú litofil elemekben mérsékelten elszegényedett és a sokelemes diagrammokban meglehetősen sima görbéket mutat, a nagy térerejű elemek (HFSE) csekély mértékű negatív anomáliájával. Ennek következtében olyan köpenytartományt képviselhetnek, melyet jelentősebb mértékű metaszomatikus változás nem módosított. Izotóphányadosai alapján a protogranuláris minták erősen elszegényedtek miután a MORB-mezőben és részben jóval e fölött helyezkednek el (*10. ábra*), és az ε_{Nd} maximuma eléri a kiugróan magas +19,9-es értéket (*11. ábra*). Könnyű ritkaföldekben elszegényedett kontinentális xenolitokból gyakorta jeleznek magas ε_{Nd} értékeket (pl. STOSCH & LUGMAIR 1986, MCDONOUGH & MCCULLOCH 1987, XU et al. 2003b). Az ilyen radiogén $^{143}Nd/^{144}Nd$ összetételek a reziduális peridotitok idő-integrált izotópfejlődését tükrözik. Miután az ehhez szükséges idő geológiai léptékben mérve is nagyon hosszú, az izotópfejlődés egy konvekciómentes rezervoárban jöhet létre, mint amilyen a kontinentális litoszféra köpeny. Protogranuláris xenolitjainkon végzett Sm-Nd modell korszámítások azt mutatják, hogy ezek a kőzetek egy olyan köpenyrészből származnak, mely könnyű ritkaföld elszegényedési folyamat következtében a primitív köpeny (teljes Föld) Nd-fejlődési vonalától ~2 milliárd éve tértek el.

A protogranuláris xenolitok egyszerű fejlődésével szemben, a poikilites és mozaikos xenolitok komplikált és sajátos geokémiai jellegeinél fogva bonyolultabb fejődést valószínűsítenek:

(1) Egyrészt hasonlítanak a világ más poikilites xenolitjaira, melyek néhány, csak erre a szöveti változatra tipikusan jellemző geokémiai bélyeggel rendelkeznek, mint pl. a spinell egy adott Cr/(Cr+Al) értékéhez viszonyított alacsony forszterit arány az olivinben (*1. ábra*). Ezt a bélyeget magas olvadék/kőzet arányú olvadék-kőzet kölcsönhatásaként értelmezték (XU et al. 1998, 2003b). További hasonlóságként említhetjük az ilyen típusú zárványok alacsony REE tartalmát is. Figyelembe véve e peridotitok alacsony mg-értékét, az alacsony REE tartalmuk nehezen magyarázható olvadék kivonódással. Ezek a paradox jellemzők is könnyebben értelmezhetők nagy porozitású olvadékban dúsult doménekben történő olvadék-kőzet kölcsönhatással. Mint azt GARRIDO et al. (2007) kimutatták, ez utóbbi folyamat (Ca-)boninitos olvadék és ezzel kapcsolatos piroxenitek képződésével hozható kapcsolatba, különböző geodinamikai helyzetben, beleértve a litoszféra köpenynek a felnyomuló asztenoszféra által történt erózióját. Itt jegyezzük meg, hogy egy szentbékkállai peridotitból BALI et al. (2007) egy olivin-websterit eret ismertettek, melynek alacsony REE tartalma volt és ezért azt boninitos olvadékkal hozták összefüggésbe.

(2) Másrészt azonban, a hazai zárványoknál olyan geokémiai jellegek is megfigyelhetők, melyek másutt hiányoznak. Ilyen a piroxének feltűnően alacsony Al-tartalma, mely más poikilites sorozatból még nem ismertettek. Ennek az anomáliának lehetséges magyarázataként a karbonátolvadék által okozott metaszomatózis jöhet szóba. Elterjedt vélemény ugyanis, hogy az alacsony Al, karbonátolvadékkal beállt ásványi egyensúly egyik bizonyítéka (pl. HAURI et al. 1993, RUDNICK et al. 1993). A mozaikos minták gyakorta szivacsos szerkezetű klinopiroxénjeinek Al_2O_3-tartalma a legalacsonyabb (részben <2,5%), ugyanígy az Na_2O (<1%) és ez a legmagasabb CaO-koncentrációval párosul (>22%). Az említett bélyegeket Mongólia (IONOV et al. 1994, WIECHERT et al. 1997) és az északi Ahaggar, Algéria (DAUTRIA et al. 1992) (nem poikilites vagy mozaikos!) peridotitxenolitjainak klinopiroxénjeiben is észlelték, és úgy gondolták, hogy ennek oka karbonátos metaszomatózis által indukált kezdeti parciális megolvadás lehetett. A karbonátos hatás további indikációja lehet a klinopiroxének LREE dúsulása, melyhez a ritkaföldekhez viszonyított negatív HFSE (Ti, Zr, Hf, Ta)-anomália társul (*7., 9. ábra*) (DAUTRIA et al. 1992, HAURI et al. 1993, IONOV et al. 1993, RUDNICK et al. 1993). Végül az U-alakú REE görbéjű poikilites minták klinopiroxénjeinél észlelt pozitív Sr-anomália szintén karbonátolvadék hatását jelezheti. Itt jegyezzük meg, hogy néhány fősorozatba tartozó hazai peridotitxenolitban kalciterek találhatók, melyek egy része a stabilizotópos vizsgálatok szerint hidrotermális mállási termék, más része azonban szubdukált kéregből származó mobilizált üledékes eredetű karbonát lehet (DEMÉNY et al. 2010).

Problematikusnak tűnik azonban, hogy a poikilites és mozaikos peridotitxenolitok klinopiroxénjei, — függetlenül attól, hogy kezdeti megolvadás jeleit mutatják-e, vagy teljesen épek — Na-ban szegények, beleértve a könnyű REE dúsult mintákat. Ez a körülmény karbonátban gazdag olvadék szerepét nem támasztja alá, miután ez az ágens, Na

dúsulást szokott eredményezni (pl. YAXLEY et al. 1998). Továbbá az akcesszorikus apatit, valamint a wehrlit felé eltolódó litológiák hiánya szintén ugyanezt erősíti meg (DALTON & WOOD 1993). Néhány poikilites és mozaikos peridotit mintának feltűnően magas az ortopiroxén/klinopiroxén aránya (~5). Ez a tény viszont Si-gazdag olvadéknak, illetve vizes fluidumnak a peridotit olivinjével történő reakciójára vezethető vissza (pl. KELEMEN et al. 1992). Az elemgyakorisági anomáliák és a frakciónáció oka azonban magából a kromatografikus folyamatból is levezethetők. Különösen a reaktív porózus beszűrődéssel összekapcsolt áramlási folyamatok okozhatnak drámai változásokat az átáramló metaszomatikus olvadék összetételében (VERNIÈRES et al. 1997, BEDINI et al. 1997). Ilyen fluidumok, az olvadék-kőzet reakció következtében, csökkenő olvadék tömegarány hatására az asztenoszféra-litoszféra határán keletkezhetnek (BEDINI et al. 1997) és az olvadék felhalmozódási doméneken túl vándorolhatnak (VAN DER WAL & BODINIER 1996, XU et al. 1998). A kis volumenű olvadékok vándorlása kromatografikus frakcionáció utján történhet. A különböző meredekségű és lefutású LREE-dúsult, valamint U-alakú és enyhén felfelé konvex görbék, valamint a viszonylag magas Nd-izotóphányadosok megőrződése dúsult Sr-izotóphányadosok mellett, leginkább reaktív porózus olvadékvándorlás alatt történő kromatografikus frakcionációval értelmezhető. Számos szerző (pl. NAVON & STOLPER 1987, BODINIER et al. 1990, GODARD et al. 1995, VAN DER WAL & BODINIER 1996, PICCARDO et al. 2007) mutatott rá arra, hogy ez a mechanizmus alkalmas az elemgyakoriságok és az izotóp-heterogenitások kialakulásának értelmezésére. Továbbá, a Sr-Nd izotópszétválást (*10. ábra*) már korábban a Spitzbergák köpenyxenolitjain is észlelték és metaszomatózis során lejátszódó kromatografikus kémiai frakcionációval magyarázták (IONOV et al. 2002).

A dunántúli peridotitxenolitok metaszomatózisát okozó olvadék/fluidum természetének behatárolása nehezebb problémának tűnik. A xenolitok erupciójáért felelős fiatal alkáli bazaltokban Nb, Ta és Zr elemeknél pozitív anomália mutatkozik (EMBEY-ISZTIN et al. 1993, EMBEY-ISZTIN & DOBOSI 1995), ezért a jelöltek közül kizárhatók. Az sem valószínű, hogy a miocén szubdukcióhoz kapcsolható, erős pozitív Pb-anomáliával, valamint kisebb Zr-maximummal rendelkező andezitos olvadékok (DOWNES et al. 1995) számításba jöhetnének. Úgy tűnik tehát, hogy a felszíni vulkanizmushoz köthető olvadékok (alkáli bazaltok és mészalkáli andezitek) geokémiai jellemzői nem szolgálhatnak magyarázatul a poikilites és mozaikos peridotitxenolitok sajátságaira. Felszínen nem tanulmányozható, más természetű olvadékok, fluidumok hatásának feltételezése joggal tűnhet ad hoc felvetésnek, de mint láttuk, a xenolitok egyes, ha nem is az összes, geokémiai jellemzői boninites, illetve karbonátdús olvadékok hatásával összeegyeztethetők. Még az is lehetséges, hogy e két ágens egymástól függetlenül, egymást felülbélyegezve hatott. Mégis valószínűbbnek tartjuk, hogy a változatos metaszomatikus módosulásokért csak egy fajta olvadék-fluidum rendszer lehetett felelős, mivel a kromatografikus frakcionáció széleskörű és drámai változásokat képes okozni.

Az olvadék-kőzet reakció magyarázatul szolgálhat a különleges szöveti típus kialakulásához is. A Massif Central poikilites peridotitzárványait már MERCIER & NICOLAS (1975) is a közönséges I. típusú peridotitok deformációs ciklusának végállomásaként, átkristályosodással és szemcseméret növekedéssel (annealing) magyarázta. A szemcsehatárok nedvesedése, különösen a magas olvadék/kőzet aránnyal végbemenő reakciók esetében ezt a folyamatot nagyban segítheti, ezen kívül kézenfekvő magyarázatot ad az átalakulás nem izokémikus jellegére is. Az azonban elgondolkodtató, hogy a jelek szerint a peridotitok metaszomatózisa, mely nagyon gyakori jelenség, az esetek messze túlnyomó többségében nem jár együtt az itt ismertetett poikilites szövet kialakulásával. Az ilyen szempontból részletesen tanulmányozott peridotit masszívumokban (pl. Ronda, Lherz, Lanzo) a miénkhez hasonló szövetet nem írtak le, és ez a xenolitok között is világszerte ritka. Mindez a poikilites kőzetek képződésének nagyon ritka, speciális feltételeit tükrözheti. Ilyen lehet a porózus olvadékvándorlás során történő olvadék/kőzet arány helyenkénti szokatlan mértékű megnövekedése. Úgy gondoljuk, hogy az olvadék-kőzet reakció nem zárja ki olyan vékonyabb diffúz erek létezését, melyekben az olvadék a mellékkőzettel léphet reakcióba. A tipikus euhedrális spinellzárványos poikilites peridotitok talán ilyen olvadékgazdag környezetben alakultak ki. Ez lehetőséget adhatott kumulusz, vagy legalábbis kvázi-kumulusz folyamatokra, ami a szöveti jellemzők kézenfekvő magyarázata lehet. Azonban ha ez a feltevés igaz, akkor a poikilites kőzetek genezise további komplikációkkal jár. Ugyanis ellentmondás mutatkozik a poikilites szövet kialakulása (mely magas olvadék/kőzet arányt feltételez), valamint az alacsony olvadék/kőzet arányt feltételező geokémiai bélyegek (pl. a változatos lefutású LREE görbék, a Sr-Nd izotóprendszerek szétválásának), kialakulása között. A dilemma feloldásának lehetséges módja lehet, ha feltételezzük, hogy e különleges zárványok képződése legalább két fázisban történt. Az első fázisban a peridotit és az olvadék közötti reakció magas olvadék/kőzet arány mellett játszódhatott le, mely lehetővé tette vékony és diffúz olvadékerek kialakulását. Ezt a fázist majd egy másik követte, és ezúttal az előzőleg kristályosodott poikilites peridotitok már az olvadék felgyülemlési zónán jóval túl helyezkedtek el. Ennek következtében a reakciók alacsony fluidum/kőzet arány mellett mentek végbe és így hozhatták létre az erősen mobilis elemek és az izotóphányadosok jellegzetes változásait.

A poikilites peridotitxenolitok geodinamikai jelentősége

A világszerte elterjedt nagyszámú peridotitxenolit lelőhely közül csak néhány helyen fordulnak elő a hazai poikilites kőzetekhez geokémiailag és szöveti szempontból

is hasonló minták. Érdemes tehát megvizsgálni, hogy milyen közös vonást találhatunk ezeknek a régióknak geodinamikai, tektonikai viszonyaiban. Tektonikai adottságait tekintve a Pannon-medencéhez legközelebb a Massif Central vulkáni területe áll, mely alatt a kéreg és a litoszféra a hazaihoz hasonló mértékben vékonyodott ki. Érdekességként említjük meg, hogy a kivékonyodást a Limagne-síkságon végzett Eötvös-féle torziós inga mérésekkel, első ízben magyar geofizikus, PEKÁR Dezső állapította meg (SZILÁRD 1974). A poikilites zárványairól ismert Borée és Puy Beuanit vulkánok vidéke tehát az asztenoszféra-litoszféra határ jelentős topográfiai kiemelkedésével esik egybe. A Kerguelen-szigetekkel való analógia természetesen távolibb, de a kivastagodó óceáni plató alatti forró pont itt is asztenoszféra felemelkedést okozott (GRÉGOIRE et al. 1997). A spanyolországi Ronda peridotit masszívumban részletesen tanulmányozott átkristályosodási front kialakulása hasonlóképpen a Betic-Albor-i domén alatti asztenoszféra-litoszféra határon történt erős termális erózió kezdetével hozható összefüggésbe (LENOIR et al. 2001). A poikilites xenolitok geodinamikai jelentősége tehát abban áll, hogy kőzettani és geokémiai bizonyítékot szolgálnak a felemelkedő asztenoszférából származó magmás olvadékok és fluidumok, valamint a szilárd litoszféra köpenykőzeteinek kölcsönhatására. Ez a kölcsönhatás a felemelkedő asztenoszféra köpeny feletti litoszféra termális eróziójában és parciális olvadásában kulminálódott és jelentős mértékben járulhatott hozzá a litoszféra kivékonyodásához. Úgy véljük, hogy a Pannon-medencében szoros kapcsolat állhat fel a poikilites kőzetzárványok szokatlan gyakorisága és a geodinamikai helyzet, nevezetesen az erősen erodált litoszféra között. A Pannon térség poikilites xenolitjai rávilágítanak az olvadékok lehetséges szerepére — különösképpen az olvadék felhalmozódási rétegekre — a litoszféra erózió folyamatában.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki BALI Enikőnek és FALUS Györgynek értékes kritikai észrevételeikért. Munkánkat a T37382 sz. (E-I. A.) és T35031 (D. G.) OTKA pályázat támogatta

Irodalom — References

ARAI S. 1994: Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation — *Chemical Geol*ogy **113,** 191–204.

AVE LALLEMANT, H. G., MERCIER, J-C.C., CARTER, N. L. & ROSS, J. V. 1980: Rheology of the upper mantle: Inferences from peridotite xenoliths — *Tectonophysics* **70,** 85–113.

BALI, E., FALUS, GY., SZABÓ, CS., PEATE, D. W., HIDAS, K,. TÖRÖK, K. & NTAFLOS, T. 2007: Remnants of boninitic melts in the upper mantle beneath the central Pannonian Basin? — *Mineralogy and Petrology* **90,** 51–72.

BALI, E., ZANETTI, A., SZABÓ, CS., PEATE, D. W. & WAIGHT, T. E. 2008: A micro-scale investigation of melt production and extraction in the upper mantle based on silicate melt pockets in ultramafic xenoliths from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (Western Hungary). — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **155,** 165–179.

BEDINI, R.M., BODINIER, J-L., DAUTRIA, J.-M. & MORTEN, L. 1997: Evolution of LILE-enriched small melt fractions in the lithospheric mantle: a case study from the East African Rift. — *Earth and Planetary Science Letters* **153,** 67–83.

BEDINI, R. M. & BODINIER, J-L. 1999: Distribution of incompatible trace elements between the constituents of spinel peridotite xenoliths: ICP-MS data from the East African Rift — *Geochim Cosmochim Acta* **63,** 3883–3900.

BERGER, E.T. 1978: Origine cumulatique des enclaves de péridotites — structure poecilitique et tabulaire — gros grains, comparaison avec les tectonites: Conséquences sur l'interprétation de la structure du manteau supérieur, ses relations avec la croute inférieure et l'origine des basaltes alcalins. — *Bulletin of Mineralogy* **101,** 506–514.

BODINIER, J-L., VASSEUR, G., VERNIERES, J., DUPUY, C. & FABRIES, J. 1990: Mechanisms of mantle metasomatism: geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite. — *Journal of Petrology* **31,** 597–628.

BODINIER, J-L., MERLET, C., BEDINI, R. M., SIMIEN, F., REMAIDI, M. & GARRIDO, C. J. 1996: Distribution of niobium, tantalum, and other highly incompatible trace elements in the lithospheric mantle: The spinel paradox. — *Geochimica Cosmochimica Acta* **60,** 545–550.

BREY, G. P. & KÖHLER, T. P. 1990: Geothermobarometry in four phase lherzolites II. New thermometers, and practical assessment of existing thermometers. — *Journal of Petrology* **31,** 1353–1378.

DALTON, J. A. & WOOD, B. J. 1993: The composition of primary carbonate melts and their evolution through wall rock reaction in the mantle. — *Earth and Planetary Science Letters* **119,** 511–525.

DAUTRIA, J-M., DUPUY, C., TAKHERIST, D. & DOSTAL, J. 1992: Carbonate metasomatism in the lithospheric mantle: peridotitic xenoliths from a melilititic district of the Sahara basin. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **111,** 37–52.

DEMÉNY, A., DALLAI, L., FREZZOTTI, M.-L., VENNEMANN T. W., EMBEY-ISZTIN, A., DOBOSI, G. & NAGY, G. 2010: Origin of CO_2 and carbonate veins in mantle-derived xenoliths in the Pannonian Basin — *Lithos* **117,** 172–182.

DICK, H. J. B. & BULLEN, T. 1984: Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **86,** 54–76.

DOBOSI, G., DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A. & JENNER, G. A. 2003: Origin of megacrysts and pyroxenite xenoliths from the Pliocene alkali basalts of the Pannonian Basin (Hungary). — *Neues Jahrbuch für Mineralogie und Petrologie, Abhandlungen* **178,** 217–237.

DOBOSI, G., JENNER, G. A., EMBEY-ISZTIN, A. & DOWNES, H. 2010: Cryptic metasomatism in clino- and orthopyroxene in the upper mantle beneath the Pannonian region. — In: COLTORTI, M., DOWNES, H., GRÉGOIRE, M. & O'REILLY, S. Y. (eds): Petrological evolution of the European lithospheric mantle. *Geological Society, London, Special Publications* **337,** 177–194.

DOWNES, H. & DUPUY, C. 1987: Textural, isotopic and REE variations in spinel peridotite xenoliths, Massif Central, France. — *Earth and Planetary Science Letters* **82,** 121–135.

DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A. & THIRLWALL, M. F. 1992: Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **109,** 340–54.

DOWNES, H., PANTÓ, GY., PÓKA. T., MATTEY, D. P. & GREENWOOD, P. B. 1995: Calc-alkaline volcanics of the Inner Carpathian arc, northern Hungary: new geochemical and oxygen isotopic results. — *Acta Vulcanologica* **7,** 29–41.

EMBEY-ISZTIN, A. 1984: Texture types and their relative frequencies in ultramafic and mafic xenoliths from Hungarian alkali basaltic rocks. — *Annls hist-nat Mus natn hung* **76,** 27–42.

EMBEY-ISZTIN, A., SCHARBERT. H. G., DIETRICH, H. & POULTIDIS, H. 1989: Petrology and geochemistry of peridotite xenoliths in alkali basalts from the Transdanubian Volcanic Region, West Hungary. — *Journal of Petrology* **30,** 79–105.

EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H., JAMES, D. E., UPTON, B. G. J., DOBOSI, G., SCHARBERT, H. G. & INGRAM, G. A. 1993: The petrogenesis of Pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. — *Journal of Petrology* **34,** 317–343.

EMBEY-ISZTIN, A. & DOBOSI, G. 1995: Mantle source characteristics for Miocene-Pleistocene alkali basalts, Carpathian-Pannonian Region: a review of trace element and isotopic composition. — *Acta Volcanologica* **7,** 155–166.

EMBEY-ISZTIN, A., DOBOSI, G., ALTHERR, R. & MEYER, H-P. 2001: Thermal evolution of the lithosphere beneath the western Pannonian Basin: evidence from deep-seated xenoliths. — *Tectonophysics* **331,** 283–305.

EMBEY-ISZTIN, A., DOBOSI, G., BODINIER, J-L., JENNER, G. A., BOSCH, D., POURTALES, S. & BRUGUIER, O.(in prep): Origin and significance of poikilitic peridotite xenoliths in the western Pannonian Basin: Geochemical and petrological evidences.

FABRIÈS, J. 1979: Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **69,** 329–336

FALUS GY. & SZABÓ CS. 2004: Felsőköpeny eredetű xenolitok Tihanyról: nyomonkövethető litoszférafejlődés a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területén? Upper mantle xenoliths from Tihany: traceable lithospheric evolution in the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field?). — *Földtani Közlöny* **134/4,** 499–520.

FÉMÉNIAS, O., MERCIER, J-C. C. & DEMAIFFE, D. 2001: Pétrologie des xénolites ultramafiques du puy Beaunit (Massif Central français: un gisment atypique du manteau sous-continental. — *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences — Series IIA — Earth and Planetary Science* **332,** 535–542.

FREY, F. A. & PRINZ, M. 1978: Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. — *Earth Planet Sci Letters* **38,** 129–76.

GARRIDO, C. J., BODINIER, J-L., DHUIME, B., BOSCH, D., CHANEFO, I., BRUGUIER O., HUSSAIN, S.S, DAWOOD, H. & BURG J.-P. 2007: Origin of the island arc Moho transition zone via melt-rock reaction and its implications for intracrustal fractionation of island arcs: Evidence from the Jijal Complex (Kohistan complex, northern Pakistan). — *Geology* **35/8,** 683–686.

GODARD, M., BODINIER, J-L. & VASSEUR, G. 1995: Effects of mineralogical reactions on trace element redistributions in mantle rocks during percolation processes: a chromatographic approach. — *Earth and Planetary Science Letters* **133,** 449–461.

GRÉGOIRE, M., LORAND, J. P., COTTIN, J-Y., GIRET, A., MATTIELLI, N. & WEIS, D. 1997: Xenoliths evidence for a refractory oceanic mantle percolated by basaltic melts beneath the Kerguelen archipelago. — *European Journal of Mineralogy* **9,** 1085–1100.

HARANGI, SZ., DOWNES, H., THIRLWALL, M. & GMÉLING, K. 2007: Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Relationships of Miocene Calc-alkaline Volcanic Rocks in theWestern Carpathian Arc, Eastern Central Europe. — *Journal of Petrology* **48,** 2261–2287.

HART, S. R. 1984: A large scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. — *Nature* **309,** 753–757.

HAURI, E. H., SHIMUZU, N., DIEU, J. J. & HART, S. R. 1993: Evidence for hotspot-related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle. — *Nature* **365,** 221–227.

IONOV, D. A., DUPUY, C., O'REILLY, S. Y., KOPYLOVA, M. G. & GENSHAFT, Y. S. 1993: Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace element signature of mantle carbonate metasomatism. — *Earth and Planetary Science Letters* **119,** 283–297.

IONOV, D. A., HOFMANN, A. W. & SHIMIZU, N. 1994: Metasomatism-induced Melting in Mantle Xenoliths from Mongolia. — *Journal of Petrology* **35/3,** 753–785.

IONOV, D. A, MUKASA, S. B. & BODINIER, J-L. 2002: Sr-Nd-Pb isotopic compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen: numerical modeling indicates Sr-Nd decoupling in the mantle by melt percolation metasomatism. — *Journal of Petrology* **43,** 2261–2278.

KAMENETSKY, V. S., CRAWFORD, A. J. & MEFFRE, S. 2001: Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. — *Journal of Petrology* **42,** 655–671.

KELEMEN, P. B., DICK, H. J. B. & QUICK, J. E. 1992: Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. — *Nature* **358,** 635–644.

LENOIR, X., GARRIDO, C. J., BODINIER, J-L., DAUTRIA, J-M. & GERVILLA, F. 2001: The recrystallization front of the Ronda peridotite: evidence for melting and thermal erosion of subcontinental lithospheric mantle beneath the Alboran Basin. — *Journal of Petrology* **42,** 141–158.

MCDONOUGH, W. F. & MCCULLOCH, M. T. 1987: The southeast Australian lithospheric mantle: isotopic and geochemical constraints on its growth and evolution. — *Earth and Planetary Science Letters* **86,** 327–340.

MENZIES, M. 1983: Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity. — In: HAWKESWORTH, C. J. & NORRY, M. J. (ed.): Continental Basalts and Mantle xenoliths. pp. 92–110 Cheshire, Engl. Shiva, 272 p.

MERCIER, J-C. C. & NICOLAS, A. 1975: Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by basalt xenoliths. — *Journal of Petrology* **16,** 454–487.

NAVON, O. & STOLPER, E. 1987: Geochemical consequence of melt percolation: the upper mantle as a chromatographic column. — *Journal of Geology* **95,** 285–307.

NICKEL, K. G. & GREEN, D. H. 1984: The nature of the uppermost mantle beneath Victoria, Australia as deduced from ultramafic xenoliths. — In: KORNPROBST, J. (ed.). Kimberlites II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships. 161–78.

PICCARDO, G. B., ZANETTI, A. & MÜNTENER, O. 2007: Melt/peridotite interaction in the Southern Lanzo peridotite: Field, textural and geochemical evidence. — *Lithos* **94,** 181–209.

ROSENBAUM, J. M., WILSON, M. & DOWNES, H. 1997: Multiple enrichment of the Carpathian-Pannonian mantle: Pb-Sr-Nd isotope and trace element constraints. — *Journal of Geophysical Research* **102,** 14947–14961.

ROYDEN, L. H., HORVÁTH, F., NAGYMAROSY, A. & STEGENA, L. 1983: Evolution of the Pannonian basin system: 2. Subsidence and thermal history. — *Tectonics* **2,** 91–137.

RUDNICK, R. L., MCDONOUGH, W. F. & CHAPPELL, B. W. 1993: Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics. — *Earth and Planetary Science Letters* **114,** 463–476.

SALTERS, V. J.M., HART, S. R. & PANTÓ, GY. 1988: Origin of late Cenozoic volcanic rocks of the Carpathian Arc, Hungary. — In: HORVÁTH F. & ROYDEN L. H. (eds): The Pannonian Basin. *AAPG Memoir* **45,** 279–92.

STACEY, J. S. & KRAMERS, J. D. 1975: Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. — *Earth and Planetary Science Letters* **26,** 207–221.

STOSCH, H. G. & SECK, H. A. 1980: Geochemistry and mineralogy of two spinel peridotite suites from Dreiser Weiher, West Germany. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **44,** 457–470.

STOSCH, H. G. & LUGMAIR, G. W. 1986: Trace element and Sr and Nd isotope geochemistry of peridotite xenoliths from the Eifel (West Germany) and their bearing on the evolution of the subcontinental lithosphere. — *Earth and Planetary Science Letters* **80,** 281–298.

SUN, S. S. & MCDONOUGH, W. E. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. — In: SAUNDERS, A. D. & NORRY, M. J. Magmatism in the Ocean Basins. — *Geological Society Special Publication* **42,** 313–345.

SZABÓ, CS., VASELLI, O., VANNUCCI, R., BOTTAZZI, P., OTTOLINI, L., CORADOSSI, N. & KUBOVICS, I. 1995: Ultramafic xenoliths from the Little Hungarian Plain (Western Hungary): a petrologic and geochemical study. — *Acta Vulcanologica* **7,** 249–263.

SZILÁRD J. 1974: A gyakorlati célú Eötvös-inga mérések mérési metódusának kifejlesztése – emlékezés dr. Pekár Dezsőre, az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet első igazgatójára. — *Magyar Geofizika* **15,** 135–140.

VAN DER WAL, D. & BODINIER, J-L. 1996: Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melts flow. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **122,** 387–405.

VARNE, R. 1977 On the origin of spinel lherzolite inclusions in basaltic rocks from Tasmania and elsewhere. — *Journal of Petrology* **18,** 1–23.

VERNIÈRES, J., GODARD, M. & BODINIER, J-L. 1997: A plate model for the simulation of trace element fractionation during partial melting and magma transport in the Earth's upper mantle. — *Journal of Geophysical Research* **102,** 24771–24784.

WIECHERT, U., IONOV, D. A., & WEDEPOHL, K. H. 1997: Spinel peridotite xenoliths from the Atsagin-Dush volcano, Dariganga lava plateau, Mongolia: a record of partial melting and cryptic metasomatism in the upper mantle. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **126,** 345–364.

WILSHIRE, H. G. & SHERVAIS, J. W. 1975: Al augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from the western United States. — *Physics and Chemistry of the Earth* **9,** 257–72.

YAXLEY, G. M., CRAWFORD, A. J. & GREEN, D. H. 1991: Evidence of carbonatite metasomatism in spine1 petidotite xenoliths from western Victoria, Australia. — *Earth and Planetary Science Letters* **107,** 305–317.

YAXLEY, G.M., GREEN, D. H. & KAMENETSKY, V. 1998: Carbonatite Metasomatism in the Southeastern Australian Lithosphere. — *J Petrology* **39,** 1917–1930.

XU, Y-G., MENZIES, M. A., BODINIER, J.-L, BEDINI, R. M., VROON, P. & MERCIER, J-C. C. 1998: Melt percolation and reaction a top a plume: evidence from the poikiloblastic peridotite xenoliths from Borée (Massif Central, France). — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **132,** 65–84.

XU, Y-G., MENZIES, M. A., THIRLWALL, M. F., HUANG, X-L., LIU, Y. & CHEN, X-M. 2003a: "Reactive" harzburgites from Huinan, NE China: Products of the lithosphere asthenosphere interaction during lithospheric thinning? — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **67,** 487–505.

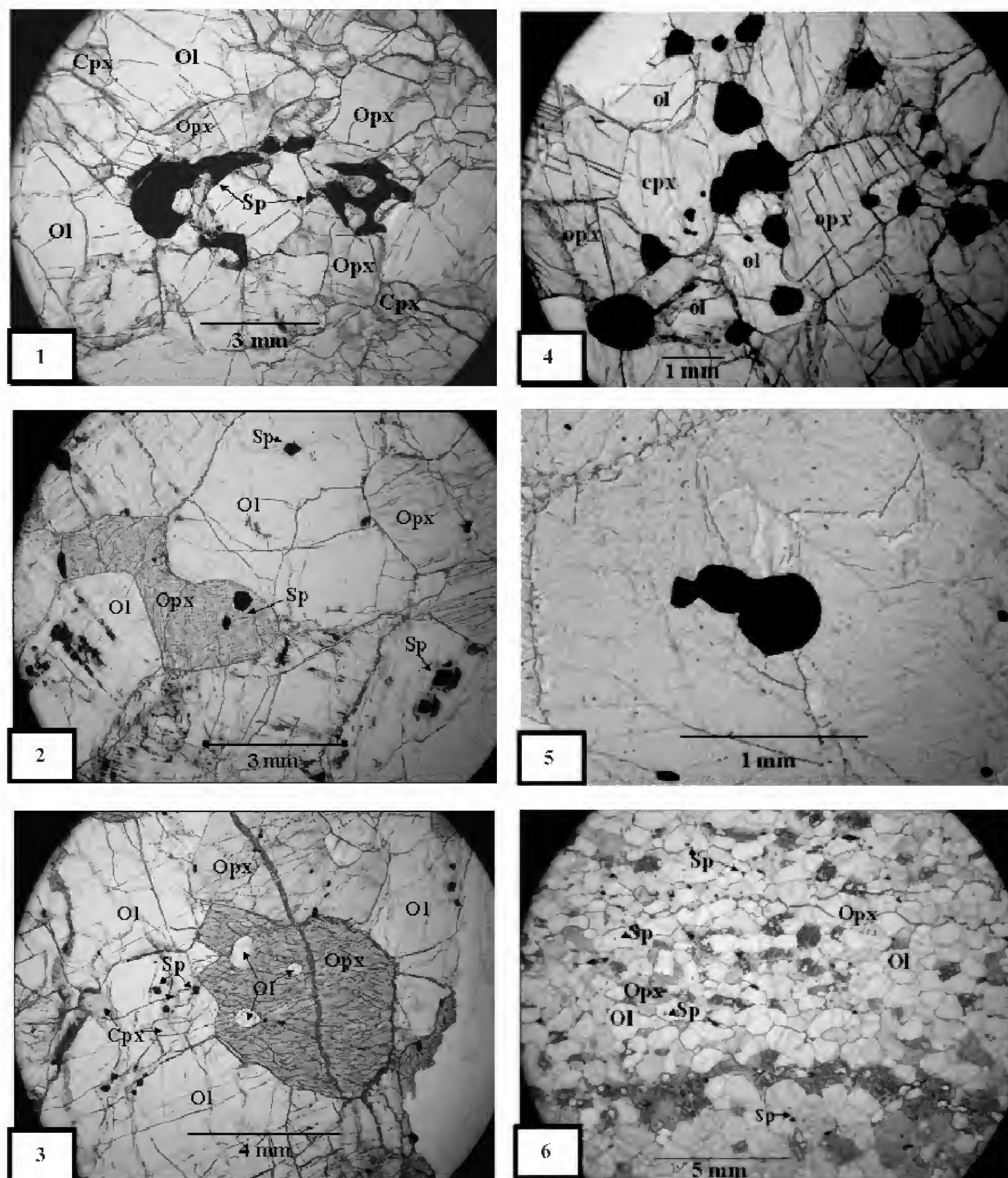
XU, X., O'REILLY, S. Y., GRIFFIN, W. L. & ZHOU, X. 2003b: Enrichment of upper mantle peridotite: petrological, trace element and isotopic evidence in xenoliths from SE China. — *Chemical Geology* **198,** 163– 188.

YING, J., ZHANG, H., KITA, N. & MORISHITA SHIMODA, Y. G. 2006: Nature and evolution of Late Cretaceous lithospheric mantle beneath the eastern North China Craton: Constraints from petrology and geochemistry of peridotitic xenoliths from Jünan, Shandong Province, China. — *Earth and Planetary Science Letters* **244,** 622–638.

ZINDLER, A. & HART, S. 1986: Chemical geodynamics. — *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **14,** 493–571.

Kézirat beérkezett: 2010. 10. 20.

I. tábla— Table I



1. Tipikus protogranuláris xenolit — *Typical protogranular xenolith.*
2 & 3. Durvaszemcsés poikilites peridotitxenolitok — *Coarse poikilitic peridotite xenoliths.*
4. Spinell és piroxén gazdag réteg poikilites xenolitban — *A detail of a spinel and pyroxene rich layer in a poikilitic xenolith.*
5. Viszonylag nagy idiomorf spinell zárványok olivinben — *Relatively large idiomorph spinel crystals included in olivine.*
6. Tipikus mozaikos szövet — *Typical mosaic texture.*
Jelmagyarázat: Cpx = clinopiroxén, Ol = olivin, Opx = ortopiroxén, Sp = spinell. – *Legend: Cpx = clinopyroxene, Ol = olivine, Opx = ortopyroxene, Sp = spinelle*

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
141/3, 283–291., Budapest, 2011

New Middle Miocene *Argyrotheca* (Brachiopoda; Megathyrididae) species from the Central Paratethys

Alfréd DULAI[1], Michał STACHACZ[2]

[1]Department of Palaeontology and Geology, Hungarian Natural History Museum, H–1431 Budapest, POB 137, Hungary, dulai@nhmus.hu
[2]Institute of Geological Sciences, Jagiellonian University, ul. Oleandry 2a, 30–063, Kraków, Poland, michal.stachacz@uj.edu.pl

Új középső-miocén Argyrotheca (Brachiopoda; Megathyrididae) faj a Középső-Paratethysből

Összefoglalás

A Középső-Paratethys miocén bentosz együtteseiben a brachiopodák általában alárendelt szerepet játszanak. A nagyméretű, szabad szemmel is jól látható rhynchonellidák és terebratulidák elvétve fordulnak elő egy-egy lelőhelyen. A kisméretű, ún. mikromorf brachiopodák azonban helyenként feldúsulhatnak az iszapolási maradékokban. A Középső-Paratethys sekélytengeri mikromorf brachiopoda faunáiban uralkodó szerepet játszanak a Megathyrididae családba tartozó nemzetségek (*Megathiris, Argyrotheca, Joania*). Számos lelőhelyről ismerünk olyan brachiopoda együtteseket, ahol az *Argyrotheca* (illetve a belőle elkülönített *Joania*) a domináns elem. A korábbi őslénytani irodalomban számos fajnévvel illették ezeket az alakokat, az utóbbi évtizedekben végzett revíziók eredményeképpen azonban többnyire csak két faj jelenlétét erősítették meg (*A. cuneata* és *A. cordata*; ez utóbbi lett a közelmúltban leírt *Joania* nemzetség típusfaja).

A lengyelországi Szent Kereszt-hegység déli előterében, a Szydłów község mellett kibukkanó alsó-badeni heterosteginás homokból 2006-ban gyűjtött minták a kis mennyiségben előforduló *Joania cordata, Megathiris detruncata, Platidia anomioides* és *Discinisca* sp. fajok mellett igen nagy számban tartalmazták egy új fajba sorolható *Argyrotheca* példányait. Nem sokkal később ugyanez a faj került elő a leideni Naturalis Biodiverzitás Központ középső-paratethysi miocén anyagában. Az irodalom tanulmányozása során kiderült, hogy lengyel szerzők már többször is ábrázolták ezt a formát, tévesen azonosítva a recens földközi-tengeri *Argyrotheca cistellula* fajjal. Jelen cikk a saját gyűjtésű szydłówi, valamint a leideni NCB Naturalis és a varsói Muzeum Ziemi gyűjteményi anyagainak vizsgálata alapján új fajként írja le az *Argyrotheca bitnerae* n. sp. fajt. Az eddig rendelkezésre álló adatok alapján elterjedése a Középső-Paratethys északi részére korlátozódott.

Tárgyszavak: Brachiopoda, Argyrotheca, új faj, középső-miocén, badeni, Középső-Paratethys, Lengyelország

Abstract

The shallow water micromorphic brachiopod assemblages of the Central Paratethys are generally dominated by members of the family Megathyrididae (*Megathiris, Argyrotheca, Joania*). Several localities are recorded in the literature which are characterized by the dominance of *Argyrotheca* (and also of *Joania*, which has recently been differentiated from *Argyrotheca*). In earlier papers published in Central Europe, several names were used for these forms. However, after careful revisions over recent decades, only two species have been confirmed in the Badenian (Middle Miocene) of the Central Paratethys: *A. cuneata* and *A. cordata*; the latter is now regarded as the type-species of the recently recognised *Joania*.

Some samples collected in 2006 from the Lower Badenian Heterostegina Sand on the southern slopes of the Holy Cross Mts (near Szydłów, Poland) yielded an abundant and new *Argyrotheca* species (together with some *Joania cordata, Megathiris detruncata, Platidia anomioides* and *Discinisca* sp.). Later, some specimens of the same form were found in the Middle Miocene Central Paratethyan samples of the Netherlands Centre for Biodiversity (NCB) Naturalis in Leiden (the Netherlands). This form had already been illustrated in earlier papers by some Polish authors. However, it was erroneously confused with the Recent Mediterranean *Argyrotheca cistellula.* In this paper *Argyrotheca bitnerae* n. sp. is described on the basis of the newly collected Szydłów assemblage, the limited material of the NCB Naturalis, as well as the revision of some larger collections in the Muzeum Ziemi (Warsaw), which were described by the late Ewa POPIEL-BARCZYK. According to the known data, palaeogeographic distribution of *Argyrotheca bitnerae* n. sp. is limited to the northern part of the Central Paratethys.

Keywords: Brachiopoda, Argyrotheca, new species, Middle Miocene, Badenian, Central Paratethys, Poland

Introduction

The Paratethys was an epicontinental sea that developed as a relict of the ancient Tethys Ocean. It consisted of a series of basins, which were intermittently connected to the Mediterranean and the Indo-Pacific (Rögl 1998, Meulenkamp & Sissingh 2003). The area ranging from the present-day Austria to Poland and Romania is called the Central Paratethys. The Badenian is a regional stage used as a reference in the Central Paratethys for part of the Middle Miocene (Langhian to Middle Serravallian) (Papp et al. 1978, Nagymarosy & Müller 1988). The Badenian sedimentation of the Central Paratethys comprises a mixed siliciclastic-carbonate type. Most of the surface outcrops represent shallow water deposits, while deeper water formations are known mainly from drill cores.

Brachiopods are minor components of the Central Paratethyan Badenian benthic assemblages. Large-sized terebratulides and rhynchonellides are generally rare, but the small-sized, so-called micromorphic forms are sometimes more common in the washed residues. Members of the family Megathyrididae (*Megathiris*, *Argyrotheca*, *Joania*) are generally dominant in the Miocene shallow water brachiopod faunas, similarly to Recent Mediterranean assemblages (Logan 1979; Logan et al. 2004). *Megathiris* and *Argyrotheca* are two "old" genera of the family; *Joania* was proposed recently by Alvarez et al. (2008b) for those *Argyrotheca*, which differ in their adult crural development, narrow hinge line, prominent cardinal process, characteristic dorsal median septum and their tuberculate radial ridges (which terminate anteriorly in tubercles).

The micromorphic megathyrid brachiopod genera *Argyrotheca* and *Joania* are nowadays recognized as having a worldwide distribution with 26 living species (Hiller et al. 2008, Simon 2010). The highest diversity can be observed in the Caribbean and European seas (Cooper 1977, Logan 2007). These genera have also been discovered in the tropical areas of the Atlantic, the Pacific and Indian Oceans; however, they seem to be missing in Arctic and Antarctic waters (Hiller et al. 2008, Fig. 1). Fossil *Argyrotheca* species are known from the Late Cretaceous (Lee et al. 2006) and they also have a worldwide distribution. *Joania* is known to have been present since the Eocene (Simon 2010). According to Hiller et al. (2008), until now, more than 45 fossil *Argyrotheca* (and *Joania*) species have been described from different palaeogeographic realms and different stratigraphic levels.

Bulk samples of shallow water Central Paratethyan sediments yielded rich *Argyrotheca* (and *Joania*) assemblages at several localities. In the earlier papers the names of several species were used for these forms. Matyasovszky (1880) described four new *Argiope* species from southern Hungary (*A. baanensis*, *A. hofmanni*, *A. baranyaense*, *A. boeckhi*) but later these were neglected by subsequent authors. Unfortunately, this material was not found in the collection of the Hungarian Geological Institute. However, on the basis of the descriptions and the figures, they are identical with *Joania cordata* (Risso), *Argyrotheca cuneata* (Risso) and *Megathiris detruncata* (Gmelin). Dreger (1889) mentioned *A. neapolitana* (Scacchi), *A. squamata* (Eichwald) and *A. interponens* (Dreger) from the Miocene of the Vienna Basin. Friedberg (1921) described *A. squamata*, *A. neapolitana*, *A. dertomutinensis* (Sacco) and *A. zboroviensis* (Friedberg) from the Ukrainian Miocene. Meznerics (1944) found *A. neopolitana*, *A. subcordata* (Boettger), *A. subcuneata* (Boettger), *A. squamata* and *A. cistellula* (Wood) in the Hungarian Miocene (including Transylvanian localities). Barczyk & Popiel-Barczyk (1977) identified four *Argyrotheca* species in the Middle Miocene of the Korytnica Basin (*A. cistellula*, *A. subcordata*, *A.*? *squamata* and *A.* sp.). The Miocene brachiopod fauna of Romania was summarized by Bărbulescu & Rado (1984) and they illustrated *A. cistellula*, *A. squamata*, *A. subcordata* and *A. subcuneata* from different localities.

However, on the basis of careful revisions during the last two decades, only two *Argyrotheca* species were confirmed in the Miocene deposits of the Central Paratethys (*A. cuneata* and *A. cordata*). These were found in the silty facies of the Nowy Sącz Basin (Bitner & Kaim 2004). The same two species are dominant in Łychów, Radmanówka and Zdziechowice (Roztocze Hills, Poland; Bitner 1990), in Niechobrz (south-eastern Poland; Bitner & Pisera 2000), in Bivolare and Ohrid (Bulgaria; Bitner 1993), as well as in Bánd (Bakony Mts, Hungary; Dulai 2007).

Localities and the studied material

1. Szydłów (new collection, deposited in the Hungarian Natural History Museum, Budapest)

Middle Miocene sediments can be found between Szydłów and Brzeziny (on the southern slopes of the Holy Cross Mountains, Poland) (Stachacz 2007). In the studied outcrop (*Figure 1*) the Pińczów Beds are developed as



Figure 1. Location of the Szydłów locality along the southern slopes of the Holy Cross Mts (modified after Stachacz 2007)

***1. ábra.** A Szent Kereszt-hegység déli lejtőjén lévő Szydłów lelőhely helyzete (módosítva Stachacz 2007 nyomán)*

Heterostegina sands with intercalations of red algal limestones. These sediments contain numerous fossils of foraminifers, bryozoans, bivalves, ostracods, echinoids, crustaceans and corallinacean red algae. Foraminifers (*Amphistegina*, *Heterostegina*, *Orbulina suturalis*) suggest an Early Badenian age for the Pińczów Beds. STACHACZ (2005a, b) also mentioned the presence of some brachiopods in this locality in his MSc thesis (*Terebratula styriaca*, *Argyrotheca subcordata*). In September 2006 the authors went to visit the outcrop and four samples (1.5-1.5 kg each) were collected; the washed residues were checked to see if any micromorphic brachiopods were present (*Figure 2*). These samples yielded the following brachiopod fauna (numbers of specimens; abbreviations: fr = fragments, C = complete specimens, V = ventral valves, D = dorsal valves):

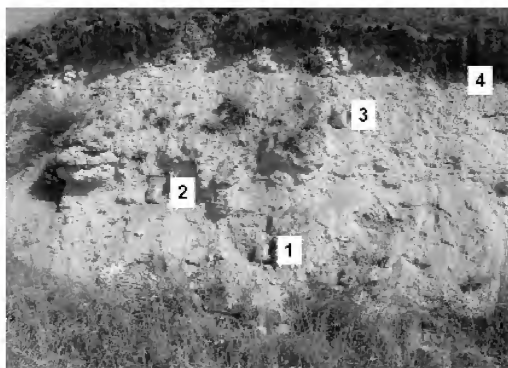


Figure 2. Section of the Lower Badenian *Heterostegina* Sand with algal limestone intercalations at Szydłów. Numbers indicate the location of washed and studied samples

2. ábra. Az alsó-badeni heterosteginás homok szelvénye algás mészkő betelepüléssel Szydłównál. A számok jelzik a begyűjtött és leiszapolt minták helyzetét

Sample 1 (lower part of the section)
Discinisca sp. (1fr)
Joania cordata (RISSO) (16C, 3V, 2D)
Argyrotheca bitnerae n. sp. (120C, 18V, 11D)
Sample 2 (below the limestone intercalation)
Discinisca sp. (3fr)
Joania cordata (RISSO) (23C, 8V, 3D)
Argyrotheca bitnerae n. sp. (198C, 34V, 31D)
Sample 3 (above the limestone intercalation)
Discinisca sp. (9fr)
Megathiris detruncata (GMELIN) (3C)
Platidia anomioides (SCACCHI & PHILIPPI) juv. (3C)
Joania cordata (RISSO) (49C, 5V, 12D)
Argyrotheca bitnerae n. sp. (520C, 42V, 39D)
Sample 4 (upper part, just below the soil level)
Discinisca sp. (1fr)
Joania cordata (RISSO) (7C)
Argyrotheca bitnerae n. sp. (140C, 9V, 13D)

2. Korytnica and Węglin, Netherlands Centre for Biodiversity Naturalis, Leiden (the Netherlands)

Alfréd Dulai visited the NCB Naturalis in February 2008 within the framework of a European Union's Synthesys project to check the Neogene brachiopods in the Leiden collections. Among many other brachiopods, a rich fauna was found from the Middle Miocene of the Central Paratethys, collected by Arie W. JANSSEN, former curator of the NCB Naturalis. There were more than 1400 (partly fragmentary) brachiopod specimens representing 9 species of 7 genera (DULAI submitted). Within this material the new *Argyrotheca* species was also found from two Polish localities:
Korytnica: *Argyrotheca bitnerae* n. sp. (5C)
Węglin: *Argyrotheca bitnerae* n. sp. (2D)

3. Different localities, Museum of the Earth of the Polish Academy of Sciences (Muzeum Ziemi, PAN), Warsaw (Poland)

During the course of checking carefully earlier papers on the subject of brachiopods it became clear that the same form had already been written about in Poland by BARCZYK & POPIEL-BARCZYK (1977), JAKUBOWSKI & MUSIAŁ (1979), POPIEL-BARCZYK & BARCZYK (1990) and POPIEL-BARCZYK (1996); however, they erroneously identified this form as *Argyrotheca cistellula*. The bilateral cooperation between the Hungarian Academy of Sciences and the Polish Academy of Sciences made it possible for Alfréd DULAI to study the late Ewa POPIEL-BARCZYK's materials in the Muzeum Ziemi. Within this collection the new *Argyrotheca* species was identified from the following localities:
Korytnica: *Argyrotheca bitnerae* n. sp. (2C, 8V, 6D)
Mogiła: *Argyrotheca bitnerae* n. sp. (2C)
Celiny: *Argyrotheca bitnerae* n. sp. (10C, 3V, 5D)
Szczaworyż: *Argyrotheca bitnerae* n. sp. (128C, 2V, 4D)
Busko-Wełecz: *Argyrotheca bitnerae* n. sp. (20C, 2V, 2D)
Pińczów: *Argyrotheca bitnerae* n. sp. (454C, 13V, 10D)

Systematic palaeontology (A. DULAI)

Phylum Brachiopoda DUMÉRIL, 1806
Subphylum Rhynchonelliformea WILLIAMS, CARLSON, BRUNTON, HOLMER & POPOV, 1996
Class Rhynchonellata WILLIAMS, CARLSON, BRUNTON, HOLMER, & POPOV, 1996
Order Terebratulida WAAGEN, 1883
Suborder Terebratellidina MUIR-WOOD, 1955
Superfamily Megathyridoidea DALL, 1870
Family Megathyrididae DALL, 1870
Genus *Argyrotheca* DALL, 1900

Argyrotheca bitnerae n. sp.
(*Figure 3: 1–11, Figure 4: 1–6*)

1977 *Argyrotheca cistellula* (S. WOOD, 1841) – BARCZYK & POPIEL-BARCZYK, pp. 161–162, Pl. 1, Figs 1–3.

1979 *Argyrotheca* cf. *cistellula* (S. Wood, 1841) – Jakubowski & Musiał, p. 50, pl. 1, Figs 10–13.
1990 *Argyrotheca cistellula* (S. Wood, 1841) – Popiel-Barczyk & Barczyk, pp. 172–173, Pl. 2, figs 11, 13.
1996 *Argyrotheca cistellula* (S. Wood, 1841) – Popiel-Barczyk, p. 659, pl. 158, figs 1–3.

Holotype: PAL 2011.1.1. (Hungarian Natural History Museum, Budapest [HNHM]) (*Figure 3:1*)

Paratypes: PAL 2011.2.1. – PAL 2011.3.1 (HNHM, Budapest); RGM 607.738 - RGM 607.741 (Netherlands Centre for Biodiversity Naturalis, Leiden); MZ Bra-1601, 1603a, 1604a, 1208/4, 1208/7 (Muzeum Ziemi, Warsaw [MZ]) (*Figure 3: 2–11, Figure 4: 1–6).*

Type horizon: Lower Badenian sands and clays (Heterostegina Sand, Korytnica Clay).

Type locality: Szydłów, Poland.

Etymology: in honour of dr Maria Aleksandra Bitner, Polish brachiopod specialist.

Diagnosis: Argyrotheca of very small size, subtriangular in outline. Prominent, high and acute beak. Short and slightly arched hinge line and large subtrigonal hypothyrid foramen. Thin, disjunct deltidial plates and narrow interareas. Dorsibiconvex, smooth and punctate shells. Rectimarginate anterior commissure. Short but wide subtrapezoidal oblique teeth. Wide and tall pedicle collar. Short and deep oblique sockets and slender socket ridges. Very high dorsal median septum, triangular in profile with 2–3 slight serrations.

Material: Szydłów (978C, 103V, 94D; HNHM); Korytnica (5C, NCB Naturalis; 7C, 8V, 6D, MZ), Węglin (2D, NCB Naturalis); Mogiła (2C, MZ); Celiny (10C, 3V, 5D, MZ); Szczaworyż (128C, 2V, 4D, MZ); Busko-Wełecz

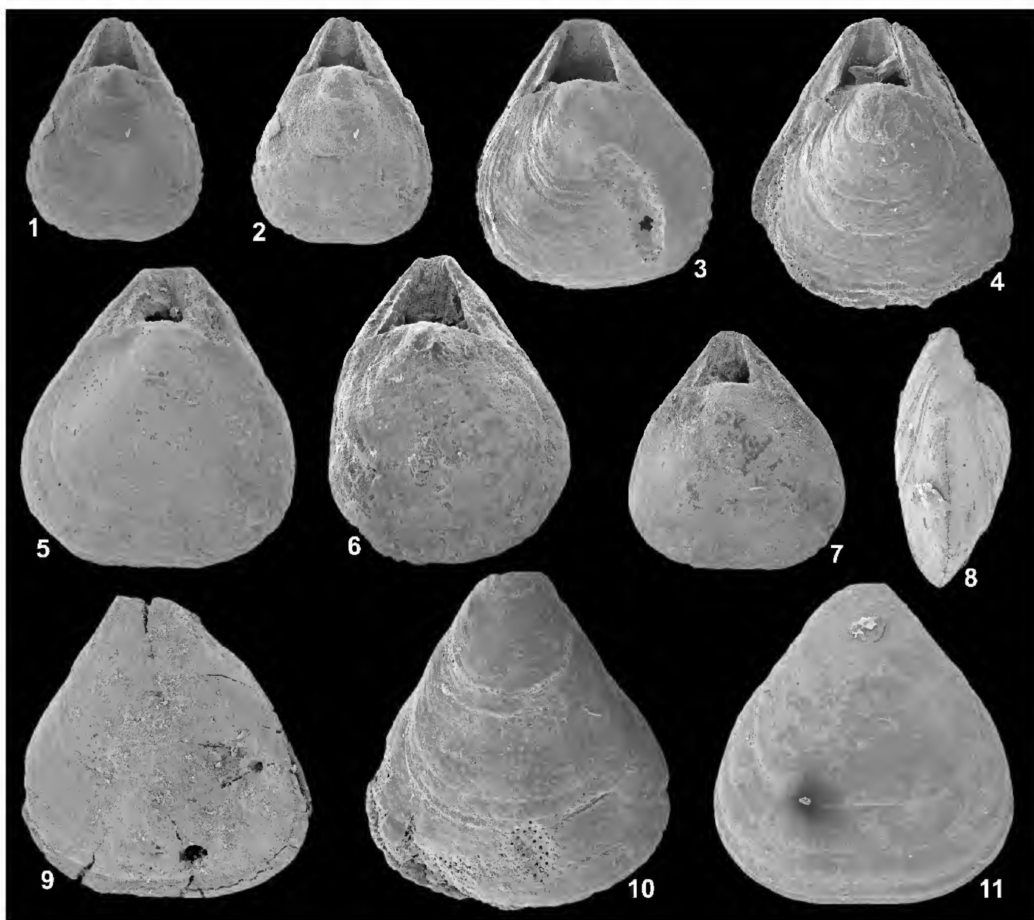


Figure 3. *Argyrotheca bitnerae* n. sp. Outer morphological characters

1 – Dorsal view, Szydłów, HNHM, Budapest, holotype (PAL 2011.1.1.), ×20; 2 – Dorsal view, Szydłów, HNHM, Budapest, paratype (PAL 2011.2.1.), ×20; 3 – Dorsal view, Korytnica5, NCB Naturalis, Leiden, paratype (RGM 607.738), ×20; 4 – Dorsal view, Korytnica5, NCB Naturalis, Leiden, paratype (RGM 607.739), ×20; 5 – Dorsal view, Busko, Muzeum Ziemi, Warsaw, paratype (MZ Bra-1603a), ×20; 6 – Dorsal view, Szydłów, HNHM, Budapest, paratype (PAL 2011.3.1.), ×20; 7 – Dorsal view, Busko, Muzeum Ziemi, Warsaw, paratype (MZ Bra-1603a), ×20; 8 – Lateral view, Szczaworyż, Muzeum Ziemi, Warsaw, paratype (MZ Bra-1604a), ×20; 9 – Ventral view, Szczaworyż, Muzeum Ziemi, Warsaw, paratype (MZ Bra-1604a), ×20; 10 – Ventral view, Korytnica5, NCB Naturalis, Leiden, paratype (RGM 607.740), ×20; 11 – Ventral view, Szczaworyż, Muzeum Ziemi, Warsaw, paratype (MZ Bra-1604a), ×20

(20C, 2V, 2D, MZ); Pińczów (454C, 13V, 10D, MZ) (altogether 1853 specimens).

Size (mm; 50 randomly selected specimens from Szczaworyż, Muzeum Ziemi, Bra-1604/a):

Length	Width	Length	Width	Length	Width	Length	Width	Length	Width
2.4	2.3	1.9	1.6	1.4	1.2	2.1	1.9	2.0	1.7
2.5	2.3	2.0	1.9	2.1	1.7	1.8	1.5	1.6	1.4
2.4	2.0	1.8	1.7	2.0	1.8	1.7	1.4	1.7	1.5
1.4	1.3	1.6	1.5	1.8	1.5	2.1	1.8	1.9	1.7
1.2	1.1	1.8	1.6	1.8	1.4	2.2	2.0	1.5	1.4
2.8	2.0	1.4	1.2	1.8	1.5	2.2	1.8	1.5	1.2
2.0	1.8	2.1	2.0	1.9	1.6	1.5	1.3	1.2	1.0
2.2	2.0	2.0	1.8	1.6	1.3	2.1	2.0	1.3	1.1
2.2	2.1	2.0	1.9	1.8	1.7	1.7	1.4	1.1	1.0

Description: External characters: Small and thin shells (maximum observed length is 2.9 mm), both valves densely punctate (*Figure 4: 1c*). Dorsibiconvex, with the subpentagonal dorsal valve slightly inflated (*Figure 3: 8*). Outline is dominantly subtriangular, rarely subcircular (*Figure 3: 5*) but always longer than the width. Maximum width is at the anterior third, while maximum thickness is at the mid-length to posterior third. The angle between the beak ridges is about 70–80°. Prominent, high and acute beak truncated by large and wide subtriangular hypothyrid foramen flanked by very thin, disjunct deltidial plates and narrow interareas. Hinge line widely angled and slightly arched; its length is about two-thirds of the shell width. Shell surface smooth, ornamented only by some weaker or stronger growth lines. Anterior commissure is rectimarginate; the lateral commissures are straight.

Internal characters: Ventral valve interior with short but wide oblique teeth, subtrapezoidal in outline (*Figures 4: 1a–b*). Dental plates are lacking. Pedicle collar wide and rather tall with transverse growth lines (*Figure 4: 1b*), supported by a low but long ventral median septum that extends to three-quarters of the shell length. Dorsal valve interior with short and deep oblique sockets and slender socket ridges (*Figures 4: 4 and 5b*). Median septum very low posteriorly, becoming high at the mid-valve; subtriangular in profile; and the anterior side has 2–3 sligtht serrations (*Figures 4: 6a–b*). Anterior ends of descending branches join to the median septum (*Figures 4: 5a, d*).

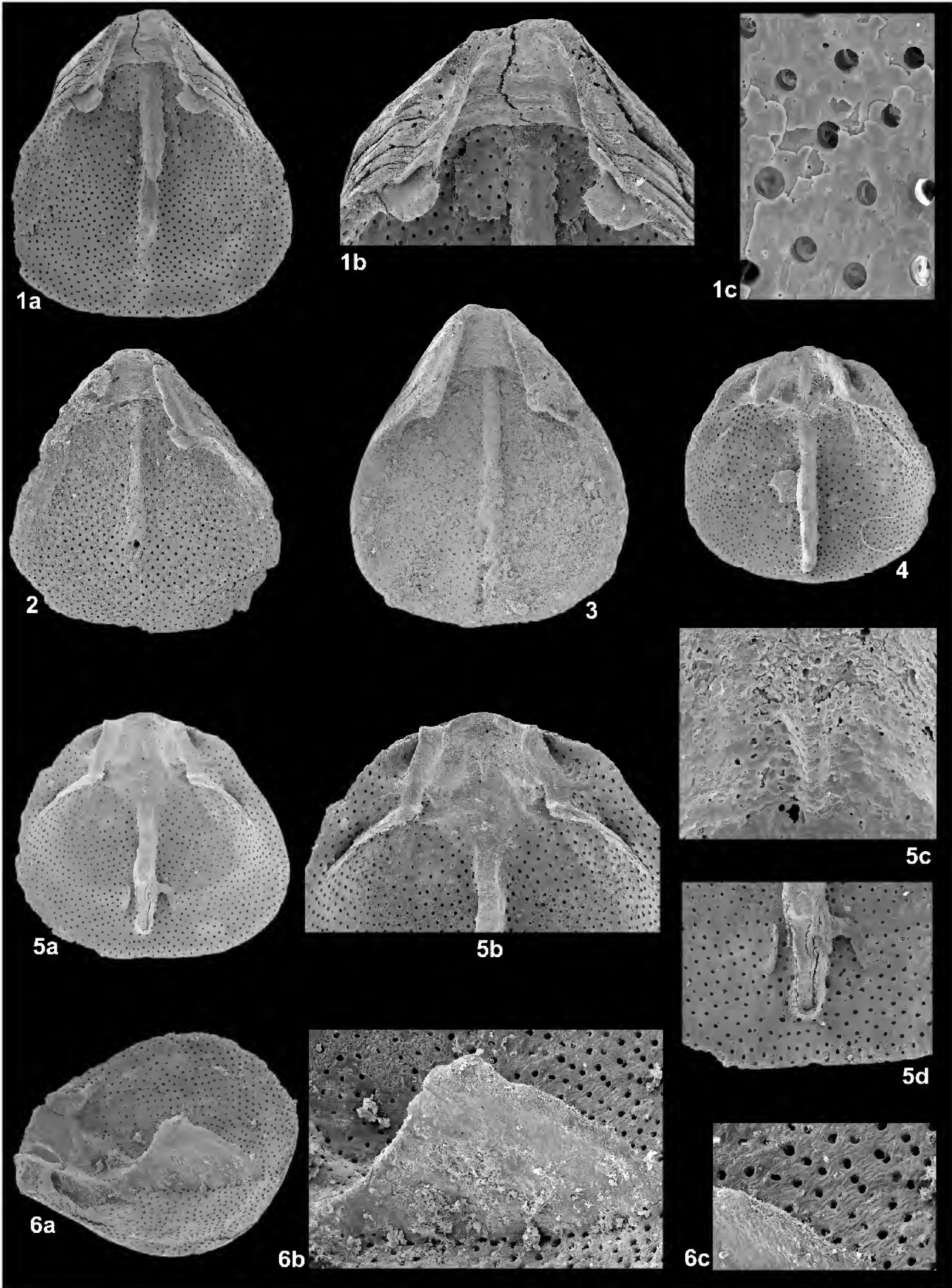
Notes: Argyrotheca is a common member of the shallow water brachiopod assemblages and accordingly several dozens of the species were described both in fossil and Recent faunas (26 living, and more than 45 fossil species according to HILLER et al. 2008 and SIMON 2010). With respect to the Central Paratethyan Miocene Megathyrididae brachiopods, *Argyrotheca bitnerae* n. sp. is externally slightly similar to *Joania cordata*; however it differs due to its subtrigonal outline, its very high beak, the absence of a median sulcus on the dorsal valve and the lack of tubercles on the internal margin of both valves. Even the smallest *J. cordata* have four tubercles situated at the internal anterior margin (BITNER 1990). *Argyrotheca cuneata* can be clearly distinguished from *A. bitnerae* n. sp. by its ribbed surface and its pentagonal outline.

The Recent Mediterranean *Argyrotheca cistellula* (which has been mentioned from the Central Paratethys by some authors) has no tubercles on its internal margins. However, it is smaller, transversely subrectangular or ovoid in outline with a short beak and straight hinge line. Its relatively short dorsal median septum also has a different shape without serrations (see LOGAN 1979, BRUNTON & CURRY 1979, ALVAREZ et al. 2008a). On the basis of the illustrated specimens, it is obvious that BARCZYK & POPIEL-BARCZYK (1977), JAKUBOWSKI & MUSIAŁ (1979), POPIEL-BARCZYK & BARCZYK (1990) and POPIEL-BARCZYK (1996) erroneously identified the Polish *A. bitnerae* n. sp. specimens as *A. cistellula*. At the same time BĂRBULESCU & RADO (1984) used the species name *cistellula* for a different form in Romania, which seems to be more similar to *J. cordata*.

Based on an analysis of all the other fossil and Recent *Argyrotheca* species, most of the described species can be excluded, given that their respective surfaces are more or less covered by weaker or stronger ribs. Therefore, in the following discussion only the smooth *Argyrotheca* species will be mentioned. The very small-sized, Late Cretaceous *A. popielae* described by SIMON (1992) from Belgium, is smooth and subcircular to subtriangular, without any sulcus; in this way, externally it is similar to *A. bitnerae* n. sp. However, its outline is closer to subcircular and the punctation seems to be larger, while internally the triangular dorsal median septum has a double-peaked appearence, and the teeth are strongly recurved and significantly higher. Although JOHANSEN (1987) described eleven *Argyrotheca* species, including smooth forms from the Danish Maastrichtian–Danian boundary section, all of these species are significantly different from *A. bitnerae* n. sp., in outline and partly also in shell surface ornamentation.

A. altavillensis described by DE MORGAN (1883) from the Eocene of France, is a relatively large-sized, smooth and elongated triangular species, which possesses a small sulcus on both valves. The equibiconvex valves are flat, without dorsal inflation. The dorsal median septum is very long, reaching the anterior margin. *A. puncticulata* described by DESHAYES (1861) from the Eocene of the Paris Basin, and later also recognized in the Belgian Eocene by VINCENT (1893) is a smooth and equibiconvex species, with a subcircular to subtrigonal outline. Compared with *A. bitnerae* n. sp., its beak is not so high, the foramen is smaller and the interareas are wider. According to VINCENT (1893) *A. puncticulata* is synonymous with *A. parisiensis* described by DE MORGAN (1883).

A. saltmountainensis described by TOULMIN (1940) from the Early Eocene of Alabama is small and smooth to poorly costate. However, its outline is quadrate to subcircular, the dorsal valve is semicircular, and the hinge is nearly equal to its maximum width. In contrast to *A. bitnerae* n. sp., its interareas are wider than the foramen. *A. akymatophora* from the Middle Eocene of Texas is much larger, differently shaped with strong growth lines, and it has a well-developed


1a
1b
1c
2
3
4
5a
5b
5c
5d
6a
6b
6c

←**Figure 4.** *Argyrotheca bitnerae* n. sp. inner morphological characters

1 – Pedicle valve, inner view, Korytnica, Muzeum Ziemi, Warsaw, paratype (MZ Bra-1208/4), 1a: ×20, 1b: ×40, 1c: ×200; 2 – Pedicle valve, inner view, Celiny, Muzeum Ziemi, Warsaw, paratype (MZ Bra-1601), ×20; 3 – Pedicle valve, inner view, Szczaworyż, Muzeum Ziemi, Warsaw, paratype (MZ Bra-1604a), ×20; 4 – Brachial valve, inner view, Korytnica5, NCB Naturalis, Leiden, paratype (RGM 607.741), ×20; 5 – Brachial valve, inner view, Korytnica, Muzeum Ziemi, Warsaw, paratype (MZ Bra-1208/4), 5a: ×20, 5b: ×30, 5c: ×150, 5d: ×40; 6 – Brachial valve, oblique lateral view, Korytnica, Muzeum Ziemi, Warsaw, paratype (MZ Bra-1208/7), 6a: ×20, 6b: ×50, 6c: ×80

notothyrial chamber (STENZEL 1940). *Argyrotheca robinsoni* described by DONOVAN et al. (1993) from the Middle Eocene of Jamaica is smooth and punctated but subpentagonal to subcircular in outline and the less inflated dorsal valve possesses a narrow sulcus. It has robust socket ridges and large triangular teeth. A small and smooth subtriangular species was described by COOPER (1971) from the Eocene of Tonga; however, *A. anomala* has a shallow sulcus on each valve and therefore presents a heart-shaped outline. The dorsal median septum is also different, with a concave and strongly serrate anterior slope. Recently, an indeterminable Terebratulidae (Terebratulida gen. indet. B.) was described by DULAI (2011) from the Late Eocene of Austria, and externally this seems to be slightly similar to *A. bitnerae* n. sp. However, its internal morphology is unknown; therefore the generic identification is impossible. Anyway, the two forms are definitely different even on the basis of the external characters: although the indeterminable form is also subtriangular but not so long, its beak is less prominent and high, and the foramen is also lower and wider. *A. oamarutica* (HILLER et al. 2008) from the Late Eocene and Early Oligocene of New Zealand is very small and smooth, but the outline is subcircular to subpentagonal, and the dorsal valve sometimes has a small sulcus. Its dorsal median septum has a single high and flat peak. Some other indeterminable smooth *Argyrotheca* species were mentioned from the Eocene of New Zealand by HILLER et al. (2008), but compared with *A. bitnerae* n. sp., all of them have a different outline. *Argyrotheca laevis* described by COOPER (1988) from the Oligocene of South Carolina is small, smooth, but subpentagonal in outline, with a long straight hinge line.

DE MORGAN (1915) described some smooth or very weakly ribbed *Cistella* (=*Argyrotheca*) species from the French Miocene. *C. eugenii* (DE MORGAN) is obscurely costate throughout its oval shell and the interior of the ventral valve shows a marginal row of tubercles, thus connecting it with the genus *Joania*. *C. laevigata* (DE MORGAN) has a slightly similar outline to *A. bitnerae* n. sp., but it is more subcircular than subtrigonal, with a much lower and more rounded beak, furthermore the marginal row of tubercles in the interior of the valves suggest a possible assignation to *Joania*. *C. laevigata*, and *C. mariae* was synonymized with *J. cordata* by BITNER (1990). *C.*? *transversa* (DOLLFUS & DAUTZENBERG, 1886) has a widely oval outline, as is the case with *C. falunica* (DE MORGAN), where the elongated oval outline is accompanied by strong growth lines (lamellae). It also has a characteristic marginal row of tubercles (*Joania*? *falunica*, see also DULAI 2010). *Argyrotheca* sp. 1. described by COOPER (1978) from central Java is large and nearly smooth; however it has a subquadrate outline and a relatively large sulcus. The Early Miocene *A. kupei* (HILLER et al., 2008) is closest to the Recent *A. mayi*: namely, smooth and subtriangular in outline. However, its beak is not so high and prominent and the foramen is also smaller and narrower. Its dorsal median septum is relatively low with an irregular profile.

Concerning Recent *Argyrotheca* species, the mostly smooth *A. arguta* from the Marshall Islands (GRANT 1983) has a subpentagonal or heart-shaped outline, a wide hinge line, and 5–7 tubercles around the internal margins; this suggests a possible attribution to *Joania*. *A. mayi* described by BLOCHMANN (1913) from Tasmania is longer than its width and its inner margins have no tubercles. The outline varies among studied localities, between elongate triangular and subpentagonal (HILLER et al. 2008). A shallow sulcus is sometimes present on the dorsal valve, and the elongated triangular specimens show a slight depression along the lateral margin. Its teeth and their sockets are widely spaced compared with *A. bitnerae* n. sp. Recently, BITNER (2008) mentioned an indeterminable *Argyrotheca* sp. from Fiji. This is small and smooth, but its outline is subquadrate, and its internal margin possesses tubercles (suggesting *Joania*).

Distribution: Up until the present, *Argyrotheca bitnerae* n. sp. has only been found in the northern part of the Central Paratethys (Carpathian Foredeep, present-day Poland) (*Figure 5*).



Figure 5. Known occurrence of *Argyrotheca bitnerae* n. sp. in the Carpathian Foredeep. (Distribution of the Miocene deposits of the Carpathian Foredeep after RADWAŃSKI 1973)

5. ábra. *Az Argyrotheca bitnerae n. sp. jelenleg ismert előfordulási pontjai a Kárpáti-előmélyedésben. (A miocén üledékek elterjedése a Kárpáti-előmélyedésben RADWAŃSKI 1973) nyomán)*

Acknowledgements

The study of the brachiopod collection in Muzeum Ziemi, PAN, Warsaw was made possible by the joint Hungarian–Polish Project no. 13 (*Paleogene and Neogene brachiopods and molluscs from the Paratethyan and Mediterranean provinces*) realized within the framework of a bilateral cooperation between the Hungarian Academy of Sciences and the Polish Academy of Sciences (2008–2010). B.

Studencka (Muzeum Ziemi) is warmly acknowledged for making available the brachiopod material described by the late E. Popiel-Barczyk. A. Dulai was supported by the Hungarian Scientific Research Fund (OTKA K77451). Furthermore A. Dulai had the possibility to examine the collection of the NCB Naturalis in Leiden in the framework of a Synthesys project (NL-TAF-3270); the latter was supported by the European Commission's Research Infrastructure Action. The SEM micrographs were taken in the SEM laboratory of the Hungarian Natural History Museum (Budapest). We are also very grateful to the reviewers, Dr. Attila Vörös (Hungarian Natural History Museum, Budapest) and Dr. Ildikó Selmeczi (Hungarian Geological Institute, Budapest), for their helpful comments.

References — Irodalom

Alvarez, F., Brunton, C. H. C. & Long, S. L. 2008a: Megathyrididae loop: a simple complication. — *Fossils and Strata* **54,** 289–297.

Alvarez, F., Brunton, C. H. C. & Long, S. L. 2008b: Loop ultrastructure and development in Recent Megathiridoidea, with description of a new genus, *Joania* (type species *Terebratula cordata* Risso, 1826). — *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* **98,** 391–403.

Bărbulescu, A. & Rado, G. 1984: Contributions à la connaissance des brachiopodes badéniens de Roumanie. — *75 years of the Laboratory of Paleontology, Special Volume*, 173–184.

Barczyk, W. & Popiel-Barczyk, E. 1977: Brachiopods from the Korytnica basin (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, Poland). — *Acta Geologica Polonica* **27/2,** 157–167.

Bitner, M. A. 1990: Middle Miocene (Badenian) brachiopods from the Roztocze Hills, south-eastern Poland. — *Acta Geologica Polonica* **40/3–4,** 129–157.

Bitner, M. A. 1993: Middle Miocene (Badenian) brachiopods from coral reefs of north-western Bulgaria. — *Acta Geologica Polonica* **43/1–2,** 147–155.

Bitner, M. A. 2008: New data on the Recent brachiopods from the Fiji and Wallis and Futuna islands, South-West Pacific. — *Zoosystema* **30/2,** 419–461.

Bitner, M. A. & Kaim, A. 2004: The Miocene brachiopods from the silty facies of the intra-Carpathian Nowy Sącz Basin (Poland). — *Geological Quarterly* **48/2,** 193–198.

Bitner, M. A. & Pisera, A. 2000: Brachiopod fauna from the Middle Miocene deposits of Niechobrz, south-eastern Poland. — *Tertiary Research* **20/1–4,** 7–15.

Blochmann, F. 1913: Some Australian brachiopods. — *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania* **1913,** 112–115.

Brunton, C. H. C. & Curry, G. B. 1979: British brachiopods. — *Synopses of the British fauna (New Series)* **17,** 1–64.

Cooper, G. A. 1971: Eocene brachiopods of Eua, Tonga. — *United States Geological Survey Professional Paper* **640F,** F1–F9.

Cooper, G. A. 1977: Brachiopods from the Caribbean Sea and Adjacent Waters. — *Studies in Tropical Oceanography* **14,** 1–212.

Cooper, G. A. 1978: Tertiary and Quaternary Brachiopods from the Southwest Pacific. — *Smithsonian Contributions to Paleobiology* **38,** 1–23.

Cooper, G. A. 1988: Some Tertiary Brachiopods of the East Coast of the United States. — *Smithsonian Contributions to Paleobiology* **64,** 1–45.

Deshayes, G. P. 1861: Description des animaux sans vertébres découverts dans le Bassin de Paris pour servir de supplément a la description des coquilles fossiles des environs de Paris comprenant une revue générale de toutes le espéces actuellement connues. — J. B. Bailliére et fils, Paris, 968 p.

Donovan, S. K., Harper, D. A. T. & Doyle, E. N. 1993: A new smooth shelled *Argyrotheca* Dall (Brachiopoda, Articulata) from the Eocene of Jamaica. — *Journal of Paleontology* **67,** 1079–1083.

Dreger, J. 1889: Die tertiären Brachiopoden des Wiener Beckens. — *Beiträge zur Paläontologie Österreich–Ungarns* **7/2,** 179–192.

Dulai, A. 2007: Badenian (Middle Miocene) micromorphic brachiopods from Bánd and Devecser (Bakony Mountains, Hungary). — *Fragmenta Palaeontologica Hungarica* **24–25,** 1–13.

Dulai, A. 2010: Early Messinian (Late Miocene) micromorphic brachiopods from Borelli (Italy, Piemonte). — *Fragmenta Palaeontologica Hungarica* **28,** 21–31.

Dulai, A. 2011: Late Eocene (Priabonian) micromorphic brachiopods from the Upper Austrian Molasse Zone. — *Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists* **41,** 295–313.

Dulai, A. submitted: Central Paratethyan Middle Miocene brachiopods in NCB Naturalis (Leiden, the Netherlands). — *Scripta Geologica*

Friedberg, W. 1921: Les brachiopodes miocènes de la Podolie Occidentale. — *Prace Naukowe Uniwersytetu Poznańskiego, Sekcja Matematyczno-Przyrodnicza* **2,** 1–20.

Grant, R. E. 1983: *Argyrotheca arguta*, a new species of brachiopod from the Marshall Islands, Western Pacific. — *Proceedings of the Biological Society of Washington* **96,** 178–180.

Hiller, N., Robinson, J. H. & Lee, D. E. 2008: The micromorphic brachiopod *Argyrotheca* (Terebratulida: Megathyridoidea) in Australia and New Zealand. — *Proceedings of the Royal Society of Victoria* **120/1,** 167–183.

Jakubowski, G. & Musiał, T. 1979: Lithology and fauna of the Middle Miocene deposits of Trzęsiny (Roztocze Tomaszowskie, South-eastern Poland). — *Prace Muzeum Ziemi* **32,** 37–70.

JOHANSEN, M. B. 1987: Brachiopods from the Maastrichtian–Danian boundary sequence at Nye Kløv, Yilland, Denmark. — *Fossils and Strata* **20,** 1–57.

LEE, D. E., MACKINNON, D. I. & SMIRNOVA, T. N. 2006: Megathyridoidea. — In: KAESLER, R. L. (ed): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part H (Revised) Brachiopoda, **5,** pp. H2217–H2222. The Geological Society of America and the University of Kansas, Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas.

LOGAN, A. 1979: The Recent Brachiopoda of the Mediterranean Sea. — *Bulletin de l'Institut Océanographique Monaco* **72/1434,** 1–112.

LOGAN, A. 2007: Geographic distribution of extant articulated brachiopods. — In: SELDEN, P. A. (ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part H (Revised) Brachiopoda,* **6** (supplement), 3082–3115. The Geological Society of America and the University of Kansas, Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas.

LOGAN, A., BIANCHI, C. N., MORRI, C. & ZIBROWIUS, H. 2004: The present-day Mediterranean brachiopod fauna: diversity, life habits, biogeography and paleobiogeography. — In: ROS, J. D., PACKARD, T. T., GILI, J. M., PRETUS, J. L. & BLASCO, D. (eds): Biological oceanography at the turn of the Millenium. — *Scientia Marina* **68/Suppl. 1,** 163–170.

MATYASOVSZKY, J. 1880: Paläontologische beiträge zur Kenntnis der jüngeren Mediterranen Schichten des Baranyaer Comitates. — *Természetrajzi Füzetek* **4,** 243–248.

MEULENKAMP, J. E. & SISSINGH, W. 2003: Tertiary palaeogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and Southern Peri-Tethys platforms and the intermediate domains of the African–Eurasian convergent plate boundary zone. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **196,** 209–228.

MEZNERICS, I. 1944: Die Brachiopoden des ungarischen Tertiärs. — *Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici* **36,** 10–60.

MORGAN, J. DE 1883: Note sur quelques espèces nouvelles de Mégathyridés. — *Bulletin de la Société zoologique de France* **8,** 371–396.

MORGAN, J. DE 1915: Note sur les Mollusques Brachiopodes des faluns de la Touraine. — *Bulletin de la Société Geologique de France* t.4, **15,** 260–273.

NAGYMAROSY, A. & MÜLLER, P. 1988: Some aspects of Neogene biostratigraphy in the Pannonian Basin. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): The Pannonian Basin. A study in Basin Evolution. — *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* **45,** 69–77.

PAPP, A., CICHA, J. & STEININGER, F. F. (eds) 1978: M4 Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). — *Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys,* **6.** Verlag der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Bratislava, 594 pp.

POPIEL-BARCZYK, E. 1996: Typ Brachiopoda. — In: MALINOWSKA, L. & PIWOCKI, M. (eds): *Budowa geologiczna Polski III. Atlas skamieniałości przewodnich i characterystycznych, 3a, 1, kenozoic, trzeciorzęd,* 653–662.

POPIEL-BARCZYK, E. & BARCZYK, W. 1990: Middle Miocene (Badenian) brachiopods from the southern slopes of the Holy Cross Mountains, Central Poland. — *Acta Geologica Polonica* **40/3–4,** 159–181.

RADWAŃSKI, A. 1973: Transgresja dolnego tortonu na południowo-wschodnich i wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich. — *Acta Geologica Polonica* **23,** 375–434. (in Polish)

RÖGL, F. 1998: Palaeogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys seaways (Oligocene to Miocene). — *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien* **99A,** 279–310.

SIMON, E. 1992: New Lower Maastrichtian megathyridid Brachiopods from the Phosphatic Chalk of Ciply (Mons, Belgium). — *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre* **62,** 121–138.

SIMON, E. 2010: *Argyrotheca furtiva* n. sp. and *Joania arguata* (GRANT, 1983) two micromorphic megathyrid brachiopods (Terebratulida, Megathyridoidea) from the Indonesian Archipelago. — *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Biologie* **80,** 277–295.

STACHACZ, M. 2005a: Micropalaeontological analysis of Middle Miocene sediments in Szydłów area (northern part of the Carpathian Foredeep). — In: OLIWKIEWICZ-MIKLASIŃSKA, M. & TYSZKA, J. (eds): *5th Micropalaeontological Workshop Mikro 2005, 8–10/06/2005, Szymbark.* ING PAN, Kraków.

STACHACZ, M. 2005b: Osady miocenu środkowego w rejonie Szydłowa i Brzezin: facje, paleoekologia, tafonomia. (Middle Miocene sediments from Szydłów and Brzeziny area: facies, palaeoecology, taphonomy). — Unpublished MSc thesis, Jagiellonian University, Craców. (in Polish)

STACHACZ, M. 2007: Uwagi o wieku osadów miocenu środkowego okolic Szydłowa (południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). (Remarks on age of the Middle Miocene deposits in Szydlów area (southern margin of the Holy Cross Mountains)). — *Przegląd Geologiczny* **55/2,** 168–174. (in Polish with English abstract)

STENZEL, H. B. 1940: New Eocene brachiopods from the Atlantic Coastal Plain. — *University of Texas Publication* **3945,** 717–730.

TOULMIN, L. D. 1940: Eocene brachiopods from the Salt Mountain Limestone of Alabama. — *Journal of Paleontology* **14,** 227–233.

VINCENT, E. 1893: Contribution à la paléontologie des terrains tertiaires de la Belgique. Brachiopodes. — *Annales de la Société Royale Malacologique de Belgique* **28,** 38–64.

Kézirat beérkezett: 2011. 03. 01.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

141/3, 293–312., Budapest, 2011

A Rózsadomb (Budapest) édesvízi mészköveinek U-Th-sorozatos kormeghatározása és stabilizotóp-geokémiai vizsgálata

KELE Sándor[1], SCHEUER Gyula[2], DEMÉNY Attila[1], Chuan-Cou SHEN[3], Hong-Wei CHIANG[3]

[1]Magyar Tudományos Akadémia, Geokémiai Kutatóintézet, H–1112 Budapest, Budaörsi út 45., e-mail: keles@geochem.hu
[2]Budapest, Szendrő u. 6., 1126
[3]Department of Geosciences, National Taiwan University

Uranium-series dating and geochemical analysis of the travertines located on the Rózsadomb (Budapest)

Abstract

Travertines are ubiquitous formations in the area of Budapest, indicating strong hydrothermal activities during the Pliocene and Quaternary. They cover former terraces of the Danube River and older geomorphologic horizons; thus they are important residues for (1) dating the terraces of the Danube, (2) quantifying vertical tectonic movements (i.e. recalculating the uplift rate or incision rate of the Danube) and (3) reconstructing the relocation and development (i.e. palaeohydrogeolgy) of palaeokarstsprings.

In the Rózsadomb (Rose Hill) region of Budapest more than a hundred caves and traces of cave-like formations are known and travertines are also frequently found. The cave deposits have been dated extensively, but up to now no radiometric dating has been performed on the travertines. The absence of any reliable dating of the travertine deposits has hindered research on the Danube terrace, as well as palaeoclimatic studies of these deposits. Moreover, the approaches to dating that have been applied so far have focused on the elevation of the deposits above sea level; these have resulted in incorrect age determinations.

This article provides details about a complex, sedimentological and stable isotope geochemical study, and also the results of uranium-series dating of, altogether, eleven travertine occurrences located on the Rózsadomb (Törökvész út, Törökvész lejtő, Lepke köz, Detrekő u., Fillér u., Bimbó út, Barsi u., Bogár u., Szemlő-hegy, Szőlészeti Kutatóintézet, Apostol u.). The aim of this work was to outline the depositional environments of these occurrences and to determine the age of their deposition. Based on our observations, spring cones deposited from thermal springs at different temperatures are characteristic of the area; furthermore, according to our U-Th analyses, travertine deposition proceeded during the Middle Pleistocene (around 350 ky, BP), between Terminations VI and V. This indicates that travertine deposition was probably active during the Mindel–Riss interglacial and also during the Riss glacial (when the amount of precipitation was large enough to provide a water supply for the springs). The data demonstrate that in Hungary, even during glacial periods, humid intervals could have also occurred; these would have been favourable for the deposition of travertine. According to our dating analyses, in the area of the Rózsadomb the oldest travertines are located on the highest elevation asl., while the younger travertines are situated at lower altitudes; this implies gradual, relative decrease in the palaeokarstwater-level. The uplift rates of the Rózsadomb area calculated from the U-Th age data, and the elevation of the travertines, ranges between 0.20–0.25 mm/yr

Keywords: travertine, Rózsadomb (Budapest), uranium-series dating, stable isotope geochemistry, Middle Pleistocene

Összefoglalás

A travertínók gyakori képződménynek számítanak Budapesten és jelenlétük jelentős pliocén és kvarter hidrotermális tevékenységre utal. Gyakran települnek a Duna korábbi teraszain és idősebb geomorfológiai felszíneken, aminek következtében alkalmasak: (1) a Duna-teraszok korának meghatározására, (2) a vertikális tektonikai elmozdulások számszerűsítésére (a terület kiemelkedési-, illetve a Duna bevágódási rátájának számítására, valamint (3) a paleoforrások fejlődésének és forráskilépési pontjainak (a paleohidrogeológiának) a rekonstruálására.

A Rózsadombon és környékén száznál is több barlang és barlangindikáció ismert és a travertínók szintén gyakoriak a területen. A barlangi üledékek korának meghatározásával számos korábbi tanulmány foglalkozott, de a travertínókon korábban még nem készültek radiometrikus korvizsgálatok. A radiometrikus koradatok hiánya a Dunaterasz-kutatásokat és a képződmények paleoklimatológiai vizsgálatát egyaránt hátráltatta, míg a korábbi (elsősorban a mészkövek települési magasságán alapuló) korvizsgálatok nem minden esetben vezettek helyes következtetésekhez.

Jelen munkánkban összesen 11 rózsadombi travertínó-előfordulás (Törökvész út, Törökvész lejtő, Lepke köz, Detrekő u., Fillér u., Bimbó út, Barsi u., Bogár u., Szemlő-hegy, Szőlészeti Kutatóintézet, Apostol u.) komplex szedimentológiai és stabilizotóp-geokémiai vizsgálatát, és U-Th sorozatos kormeghatározását végeztük el a képződési környezet rekonstruálása és a képződmények korának meghatározása céljából.

Megfigyeléseink szerint a területre a forráskúp típusú travertínó-előfordulások a jellemzőek, amelyek eltérő hőmérsékletű termálvizekből képződtek. U-Th-sorozatos korvizsgálataink alapján a travertínó képződése a középső-pleisztocén során (mintegy 350 ezer évvel ezelőtt) ment végbe a VI. és V. terminációk között. A travertínóképződés aktív volt a mindel–riss interglaciális és a riss glaciális alatt is, ami arra utal, hogy elégséges mennyiségű csapadék állt rendelkezésre a források működésének biztosításához. Adataink alapján tehát a glaciális periódusok csapadékosabb időszakai alatt is történt travertínóképződés. Korvizsgálataink szerint a Rózsadomb területén a legidősebb travertínók településnek a legmagasabb tengerszint feletti magasságon, míg a fiatalabb mészkövek alacsonyabb szinteken találhatóak, ami a karsztvízszint fokozatos relatív csökkenésére utal a területen. A radiometrikus koradatok és a travertínók települési magassága alapján számolt kiemelkedési ráta a Rózsadomb területére 0,20–0,25 mm/év értéknek adódott.

Tárgyszavak: travertínó, Rózsadomb (Budapest), U-sorozatos kormeghatározás, stabilizotóp-geokémia, középső-pleisztocén

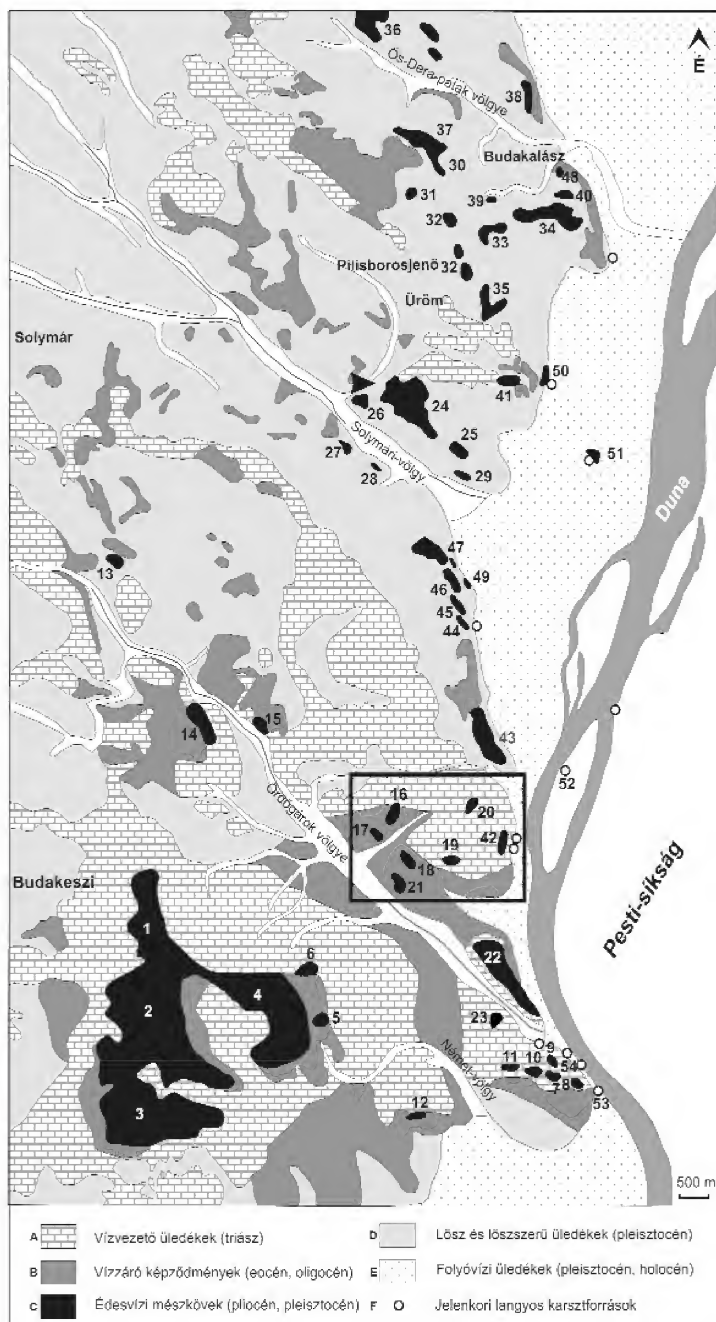
Bevezetés és kutatástörténet

Az édesvízi mészkövek (travertínók) vizsgálata közel másfél évszázados múltra tekint vissza a Kárpát–Pannon régióban, azonban a szempontok és az eszközök változtak az évtizedek során, így a rétegtani és mikrofácies-vizsgálatokon kívül ma már a geokémiai elemzések szolgáltatnak értékes adatokat a paleohidrogeológiai és paleoklimatológiai kutatások számára. Budapest területén számos travertínó-előfordulás található (*1. ábra*), a Rózsadomb területe pedig különösen gazdag travertínókban és termálkarsztos barlangokban egyaránt (Leél-Őssy Sz. 1995). A rózsadombi édesvízi mészkövekről a legteljesebb áttekintést Scheuer & Schweitzer (1988) adta, míg a legújabb szedimentológiai és geokémiai vizsgálatok eredményeit Kele (2009) foglalta össze.

Az előfordulások többsége ma már nehezen hozzáférhető a terület beépítettsége következtében, azonban a travertínó-előfordulások vizsgálata mégis nagy jelentőségű, mivel a képződmények alkalmasak a geomorfológiai térszínek (pl. korábbi Duna-terasz-szintek, pliocén hegylábfelszínek) korának meghatározására. Többek között ennek köszönhető, hogy a Duna-völgy és a hozzá kapcsolódó teraszrendszer már a múlt század elején a kutatások középpontjában állt (Cholnoky 1923, 1925; Bulla 1941, 1956; Kéz 1933, 1942), és a vizsgálatok az ezredforduló közeledtével is folytatódtak (Gábris 1994, 1997). Noszky (1935), Láng (1955), Pécsi (1959), Kretzoi & Pécsi (1982), Pécsi et al. (1982), Gábris (1994) és Scheuer & Schweitzer 1973, 1984, 1988) az egységes teraszrendszer kialakítására törekedett. Pécsi (1959) teraszrendszerét később Scheuer & Schweitzer (1988) is felhasználta, míg a „hagyományos" teraszrendszer keretébe illeszkedő korábbi kormeghatározások eredményeit Ruszkiczay-Rüdiger et al. (2005a) foglalta össze, rámutatva a hagyományos teraszrendszer bizonytalanságára. Ruszkiczay-Rüdiger et al. (2005b) ^{3}He kitettségi kor mérések alapján becsülte a Duna bevágódásának (így a középhegység kiemelkedésének) maximális sebességét, felhasználva a szórványos, de közel sem elégséges számú rendelkezésre álló édesvízi mészkő koradatát. Gábris (2007) a teraszképződés és a pleisztocén klímaingadozások közötti összefüggést vizsgálta az oxigénizotóp-rétegtannal való kapcsolat függvényében, Gábris & Nádor (2007) pedig a tektonika és a klíma hatását tanulmányozta a Duna és a Tisza kvarter fejlődésére vonatkozóan.

A travertínókat a nemzetközi irodalomban is gyakran használják a folyóteraszok kialakulásának és a középső- és késő-pleisztocén klíma kapcsolatának vizsgálatára (Gibbard & Lewin 2008). Schulte et al. (2008) az Ibériai-félszigeten található Aguas folyó teraszrendszerét és a teraszokon települő travertínók korát tanulmányozva arra a következtetésre jutott, hogy a folyó bevágódásában és a teraszrendszerek kialakulásában a tektonikának, a klímának és a tengerszintváltozásoknak egyaránt szerepe volt, bár ezek a tényezők egymástól geológiailag eltérő időskálán fejtették ki hatásukat. A fenti összefoglalóból is látható, hogy a Duna fejlődésének, bevágódásának, a teraszszintek kialakulásának tektonikai és paleoklimatológiai irányú értelmezése régóta az érdeklődés középpontjában áll, amihez a travertínók értékes adatokkal járulhatnak hozzá.

A budai-hegységi travertínókkal már számos szerző foglalkozott elsősorban térképező-leíró szemlélettel, illetve szedimentológiai-geomorfológiai szemszögből vizsgálva az egyes előfordulásokat (pl. Horusitzky 1939, Schréter 1953, Scheuer & Schweitzer 1988), míg Vitális & Hegyiné (1982) és Horusitzky & Wein (1962) nyomelem-vizsgálatokat is végzett a mészköveken. Az ezredfordulót követően a képződmények paleoklimatológiai célú stabilizotóp-geokémiai vizsgálata is megindult (Földvári et al. 2003, Kele et al. 2003, Korpás et al. 2004, Kele 2009), de az eredmények, elsősorban a radiometrikus koradatok hiánya miatt, eddig várattak magukra. U-Th-sorozatos és ESR korvizsgálatok elszórtan a Budai-hegységben is készültek (Pécsi 1973, Hennig et al. 1983, Scheuer & Schweitzer 1988, Schwarcz & Latham 1990), azonban a módszer mérési határa az elmúlt évtizedekben még mindössze 350 ezer év volt (Schwarcz 1990). Annak ellenére, hogy a Rózsadomb travertínóiról mindezidáig nem közöltek eredményeket, a terület a barlangi képződményeiről és azok radiometrikus korvizsgálatáról számos publikáció látott



1. ábra. A Budai-hegység vázlatos földtani térképe a jelentősebb édesvíziészkő-előfordulások feltüntetésével (módosítva SCHEUER & SCHWEITZER 1974, valamint KELE 2009 alapján)

Figure 1. *Geological map of the Buda Hills showing the most important travertine occurences (modified after SCHEUER & SCHWEITZER 1974 and KELE 2009)*

Édesvízimészkő-előfordulások (*Freshwater limestone occurences*): 1. Hármaskút-tető-Normafa, 2. Csillagvizsgáló u., 3. Budaörsi-hegy-Kakukk-hegy, 4. Széchenyi-hegy, 5. Felhő u., 6. Alkony u., 7. Gellért-hegy, Ifjúsági-park, 8. Gellért-hegy, Felszabadulási emlékmű, 9. Gellért-hegy, Számadó u., 10. Gellért-hegy, Kelenhegyi u., 11. Gellért-hegy, Somlyói u., 12. Sas-hegy, 13. Máriaremete, 14. Hűvösvölgy, Nyéki u., 15. Hűvösvölgy, Kondor u., 16. Törökvészi u. és Törökvészi lejtő, 17. Lepke köz, 18. Vérhalom (Detrekő u., Fillér u.), 19. Bimbó u. és Barsi u., 20. Szemlő-hegy, 21. Szőlészeti Kutatóintézet, 22. Buda Várhegy, Halászbástya, 23. Nap-hegy, 24. Üröm-hegy felső, 25. Arany-hegy felső, 26. Üröm-hegy alsó, 27. Csúcs-hegy-dűlő felső, 28. Csúcsos-hegy-dűlő alsó, 29. Arany-hegy alsó, 30. Budakalászi kőfejtő, 31. Monalovác-hegy D-i oldal, 32. Puszta-hegy és Berdó-dűlő, 33. Kálvária-tető felső, 34. Ezüst-hegy felső, 35. Felső-hegy, 36. Majdán-fennsík, 37. Harapovács alsó, 38. Verebes-dűlő, 39. Kálvária-tető alsó, 40, Ezüst-hegy alsó, 41. Péter-hegy, 42. Apostol u., 43. Kiscelli-fennsík, 44. Farkastorki u., 45. Farkastorki lejtő, 46. Labanc köz felső, 47. Labanc köz alsó, 48. Budakalász, 49. Bécsi u., 50. Csillaghegyi strand, 51. Római fürdő, 52. Margit-sziget, 53. Sárosfürdő, 54. Rudas fürdő

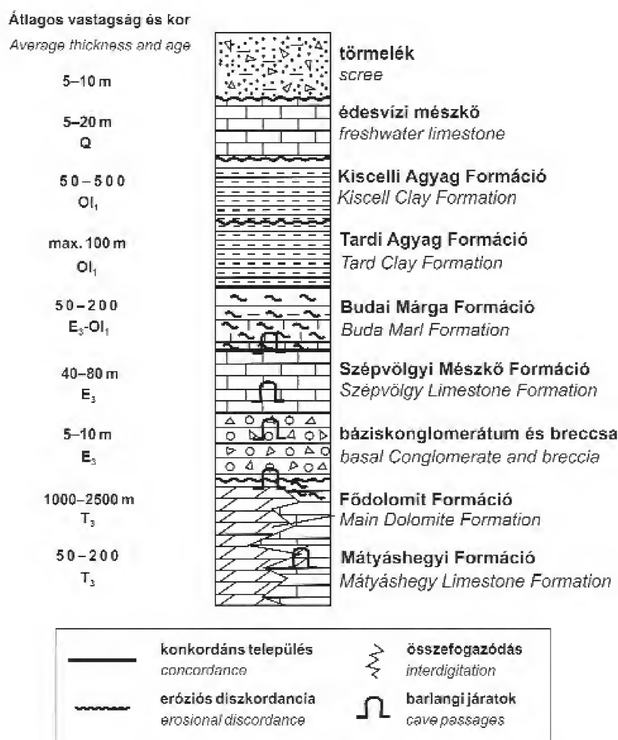
napvilágot az elmúlt évtizedben (LEÉL-ŐSSY Sz. 1995, 1997; LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI 2003) és a vizsgálatok a területen napjainkban is folytatódnak (SZANYI et al. 2009), a budai termálkarsztot érintő hidrogeológiai kutatásokkal együtt (pl. ERŐSS & MÁDL-SZŐNYI 2007).

Jelen tanulmány a Budai-hegység területén 169 m és 240 m tengerszint feletti magasságok közt elhelyezkedő 11 rózsadombi travertínó-előfordulás képződményein végzett szedimentológiai, stabilizotóp-geokémiai, valamint U-Th-sorozatos kormeghatározások eredményeit közli. A geokémiai vizsgálatok elsősorban a genetikai kérdések megválaszolásában segítettek, míg a radiometrikus korvizsgálatok fontos új adatokkal járultak hozzá a Budai-hegység geológiájához, paleohidrogeológiájához, tektonikai folyamatainak (pl. kiemelkedés) rekonstrukciójához, valamint a Duna-völgy fejlődésének, a folyó bevágódásának és a folyóteraszok kialakulásának megismeréséhez.

Földtani háttér

A Rózsadomb a Hármashatár-hegy csoporthoz tartozik és a Duna jobb partján, a folyóhoz közel helyezkedik el. Területén számos barlang fordul elő a térség sajátos kőzettani, tektonikai és vízföldtani viszonyainak köszönhetően. A felszínen lösz, lejtőtörmelék, travertínó, agyag, márga, eocén mészkő és triász dolomit található (*2. ábra*). A legidősebb kőzetek az 1000–1500 m vastagságot is elérő felső-triász, karni–nori Fődolomit Formáció és a mészkőből és dolomitból álló, helyenként az 50–200 m vastagságot is elérő karni–nori–rhaeti korszakban intraplatform medencékben képződött Mátyáshegyi Formáció (SCHAFARZIK & VENDL 1929, WEIN 1977, LEÉL-ŐSSY Sz. 1995, HAAS 2002). A területen a Mátyáshegyi Formáció Sashegyi Dolomit Tagozata is megtalálható (ESTEBAN et al. 2009). A Fődolomitban ritkán fordulnak elő barlangok, míg a tűzköves Mátyáshegyi Mészkő tagozat jól karsztosodik (LEÉL-ŐSSY Sz. 1995).

A triász alaphegységre több mint 160 millió éves üledékhézagot követően települnek a paleogén és negyedidőszaki képződmények. Jura és kréta üledékek a főváros területén mélyült fúrásokból sem ismertek (WEIN 1977). A Budai-hegység területe a középső-eocén elején biztosan és talán a késő-kréta elején is szárazulat volt, amit a szárazföldi mállástermékek (bauxitindikációk) előfordulása is bizonyít. A feldarabolódott triász kőzetek magasra emelt tömbjei ekkor karsztosodhattak (pl. Róka-hegy). A késő-krétában rövid időre visszatérhetett a tenger, melyet



2. ábra. A rózsadomb elvi rétegsora (LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI 2003 alapján, módosítva)

Figure 2. *Litostratigraphic column of the Rózsadomb area (modified after LEÉL-ŐSSY and SURÁNYI 2003)*

átülepített nannoplankton és plankton foraminifera fosszíliák bizonyítanak (NÁDOR 1991).

Az eocén tenger a Budai-hegységet ÉNy felől érte el és az eocén üledékek már a triász dolomit és mészkő rétegeire rakódtak rá. Jelentősebb üledékképződés csak az késő-eocénben, a priabonai korszakban kezdődő transzgresszió nyomán indult meg (WEIN 1977). A késő-eocén transzgresszió első összlete egy néhány méter vastagságú alapkonglomerátum és breccsa, amely felszíni előfordulásokban (pl. a Látó-hegy előterében, a Balogh-sziklánál), valamint barlangokban (pl. Zöldmáli-barlang) egyaránt tanulmányozható (MAGYARI 1995, LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI 2003). Erre a néhány 10 méter vastag platform vagy rámpa eredetű felső-eocén lithotamniumos-nummuliteszes, discocyclinás Szépvölgyi Mészkő Formáció települ, és benne alakult ki a Rózsadomb barlangjainak nagy része. A késő-eocénben a tenger a Gellért-hegy és Budaörs térségét is elborította és üledékei szinte az egész hegységben megtalálhatóak (JUHÁSZ 1987). A középső-eocéntől a kora-miocénig a Budai-hegységben két üledékképződési környezet különült el. Az ÉK–DNy csapású Budai-vonaltól Ny-ra a kora-oligocénben szárazföldi lepusztulás zajlott („infraoligocén denudáció"), míg tőle K-re, anoxikus környezetben a Tardi Agyag Formáció rakódott le. A Tardi Agyag fokozatos átmenettel fejlődik ki a Budai Márgából.

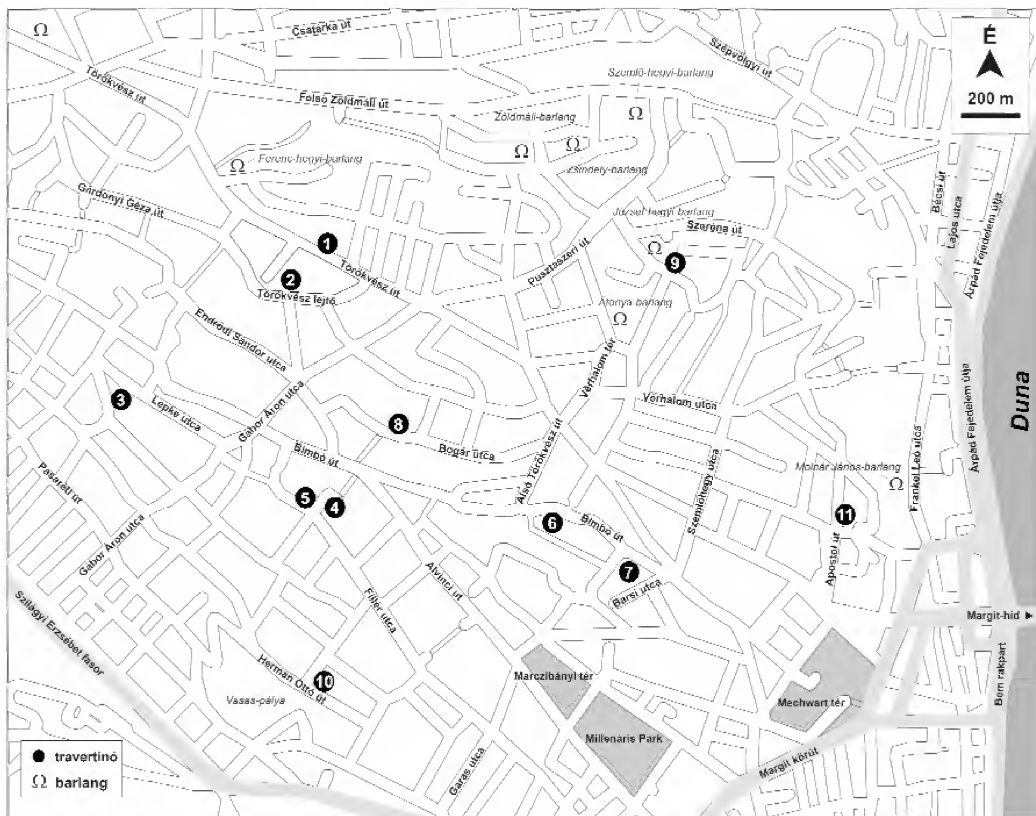
A Rózsadomb területén a Szépvölgyi Mészkő Formációt a felső-eocén–alsó-oligocén Budai Márga fedi és jórészt ez utóbbi kőzettípus található meg a felszínen, főként a Budai-hegység középső és K-i részén, a Rózsadomb térségében (LEÉL-ŐSSY Sz. 1995). A Várhegy fő tömege is Budai Márgából épül fel, de megtalálható ez a kőzet a Gellért-hegyen, a Sas-hegyen, a János-hegyen és a Rózsadombon is, helyenként elkovásodva. Annak ellenére, hogy a jelentős agyagtartalmú márga karsztosodásra kevésbé hajlamos, mégis számos barlang (pl. József-hegyi II. barlang) alakult ki benne. A márga alsó részét bryozoás márgának is nevezik, amelyben közbetelepülésként allodapikus mészkő és szingenetikus vulkanizmushoz kapcsolódó tufarétegek találhatók (BÁLDI 1983, VARGA 1985).

Az oligocénban jöttek létre a többnyire ÉNy–DK csapásirányú táguló törésrendszerek (pl. Ördög-árok, Solymári-árok, pilisvörösvári törések övezete) (JUHÁSZ 1987). A késő-kiscelli transzgresszió átcsapott a Budai-vonalon (TARI et al. 1993). Nyugaton (Kevélyek, Pilisvörösvári-medence, Hárs-hegy, Vadaskert) a sekélytengeri, maximálisan 100 m vastagságú Hárshegyi Homokkő, keleten a mélyvízi, de már nem anoxikus fáciesű, több 100 m vastag Kiscelli Agyag a rétegsor következő képződménye (NAGYMAROSY & BÁLDI-BEKE 1988). Az oligocén képződményekre a már említett euxin fáciesű Tardi Agyag Formáció pelágikus üledékei települnek, amelyre a Kiscelli Agyag Formáció képződményei következnek. A Kiscelli Agyag átlagos vastagsága a főváros területén 500 m, de mélyfúrások 800 m vastagságban harántolták a Pesti-síkság alatt. A Kiscelli Agyagot HORUSITZKY (1935) és WEIN (1977) is említette a Rózsadombról. Az eocén és oligocén rétegek együttes vastagsága elérheti a 700 métert. A Kiscelli Agyag fölött a Törökbálinti Homokkő, a Hárshegyi Homokkő felett a Mányi Formáció települ. Mindkettő homokkő-, aleurolit-, és agyagrétegek váltakozásából áll. A Hárshegyi Homokkő keleti irányban a Szécsényi Slírrel, a Mányi Formáció nyugati irányban a folyóvízi és ártéri eredetű Csatkai Formációval fogazódik össze, amelynek vastagsága megközelíti az 1000 m-t.

A kora-miocéntől kezdve a Budai-hegység területe szárazulat volt (JÁMBOR 1968), míg a pesti oldalt az Alföld nagy részével együtt trópusi, szubtrópusi tenger borította. A Budai-hegység K-i és Ny-i oldalán egyaránt kialakultak üledékgyűjtő medencék, ám még a Pannon-tó legnagyobb kiterjedésekor sem folyt itt számottevő üledékképződés (említendő esetleg az édesvízi kifejlődésű Nagyvázsonyi Mészkő, ami megtalálható például a Sváb-hegyen; MÜLLER 1997). A miocén végére a tenger sótartalma lecsökkent, és a miocén végén képződött (szarmata) mészkövek általában likacsosak, durvaszeműek (pl. Tétényi-fennsík, Biatorbágy környéke, Budajenő stb.). A budai hegyvidék sziget, illetve félsziget jellege a pannon korszakban is megmaradt (JUHÁSZ 1987). Alsó-pannóniai rétegeket a Budai-hegység területéről nem ismerünk (WEIN 1977). A késő-pannóniai beltó dél felől öntötte el a Budai-hegység nagy részét, és egészen a Csiki-hegyek–Budaörsi-hegyek–Szabadság-hegy–Hűvösvölgy vonalig hatolt előre. A felső-pannóniai képződmények megtalálhatóak Zugligetben, a Kakukk-hegyen, a Budaörsi-hegyen, valamint a Széchenyi-, Szabadság- és Sváb-hegyen is.

A felső-pannóniai képződmények lerakódását követően a pleisztocén elején a Budai-hegység kiemelkedett a neogén medencék környezetéből és kiemelt állapotban maradt a pleisztocénben is (JUHÁSZ 1987). Ekkor kezdett kialakulni a mai Budai-hegység (WEIN 1977). A pleisztocénben több szakaszban történt gyors kiemelkedés a folyóteraszok magasságkülönbségei alapján, és a mindenkori erózióbázis szintjén travertínóösszletek képződtek (SCHEUER & SCHWEITZER 1988), majd a würm idején megjelent a lösz és a hegyoldali lejtőtörmelék, amelyekre a Duna régi árterületeinek teraszüledékei (iszap és finom homok), valamint újabb, holocén travertínó összletek rakódtak le.

A Rózsadomb jellegzetes képződményei a 169 m és 240 m tengerszint feletti magasság között elhelyezkedő travertínók (*3. ábra*) (SCHEUER & SCHWEITZER 1988, KELE 2009), amelyek kivétel nélkül eocén, vagy oligocén képződményeken (Budai Márga, Kiscelli Agyag) települnek, míg a fedőkőzet sok helyen hiányzik, vagy csak lejtőtörmelék borítja a mészkövet (VERMES & SCHEUER 1969). A travertínók megnyugtató kormeghatározása mindezidáig nem történt meg, mivel a korábbi kormeghatározások elsősorban a tengerszint feletti települési magasságok szerint történtek. SCHRÉTER (1953) fiatalabb és idősebb travertínószinteket különített el a Budai-hegységben. A Rózsadombon és környékén előforduló mészkövek keletkezését eleinte a késő-pliocénre (SCHRÉTER 1953), majd később (SCHRÉTER 1958) a kora-pleisztocénre helyezte.



3. ábra. A Rózsadombi édesvízimészkő-előfordulások és barlangok elhelyezkedése (a térkép a Google, Tele Atlas internetes utcatérképének módosított változata). A barlangok LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI (2003), míg az édesvízi mészkövek KELE (2009) alapján lettek feltüntetve

***Figure 3.** Travertine occurences and caves on the Rózsadomb (the map is a modified version of the Google, Tele Atlas). The position of the caves was taken from LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI (2003), while the locations of the travertines are shown after KELE (2009)*

Édesvízimészkő-előfordulások (*travertine occurences*): Törökvész út (1), Törökvész lejtő (2), Lepke köz (3), Detrekő u. (4), Fillér u. (5), Bimbó út (6), Barsi u. (7), Bogár u. (8), Szemlő-hegy (9), Szőlészeti Kutatóintézet (10), Apostol u. (11).

Mintázás és vizsgálati módszerek

Jelen munka keretei között a Rózsadombon a Törökvész úton (1), a Törökvész lejtőn (2), a Lepke közben (3), a Detrekő (4) és Fillér utcánál (5), a Bimbó útnál (6), a Barsi utcánál (7), a Bogár utcánál (8), a Szemlő-hegy tetején (9), a Szőlészeti Kutatóintézetnél (10), valamint a Duna felőli oldalon az Apostol utcánál (11) mintáztuk a travertínót (*I. táblázat*). A terepbejárások alkalmával meghatároztuk az előfordulások GPS koordinátáit, tengerszint feletti települési magasságát, terepi szedimentológiai, geomorfológiai megfigyeléseket tettünk, és az egyes előfordulásokból megfelelő mennyiségű mintát (összesen 41 db) gyűjtöttünk a petrográfiai és geokémiai vizsgálatokhoz. Az U-Th mérésekre szánt minták begyűjtésekor különös figyelmet fordítottunk a minták tisztaságára, és az üde, fehér színű, kompakt, pórusokat nem tartalmazó mintákat részesítettük előnyben. Az összes feltárás fontosabb kőzettípusain végeztünk petrográfiai megfigyeléseket polírozott vékonycsiszolatokon optikai mikroszkóp segítségével. Erre azért is szükség volt, mivel az előfordulások többsége allochton tömbök, törmelékek formájában maradt fenn, ami a legtöbb esetben nem tette lehetővé a képződési környezet morfológia alapján történő rekonstrukcióját.

A mintavétel módja hatással lehet a stabilizotópos elemzések eredményeire. A begyűjtött kőzetpéldányokból mikrofúróval történő mintázás a travertínók esetében nem célszerű, mivel ha kis mennyiségű mintát veszünk, nagyobb eséllyel mérhetjük a másodlagos karbonát összetételét, ami inhomogenitást okozhat egy adott mintán belül is a mért stabilizotópos összetételben, és így nem a kőzetre jellemző átlagos értéket kapjuk a mérések során. A másodlagos karbonát mennyisége a teljes kőzethez képest elenyésző, ezért jóval kisebb hibát okozunk, ha nagyobb mennyiségű kőzet porításával és homogenizálásával kapott mintán végzünk teljes kőzetelemzést. A vizsgált 11 rózsadombi

I. táblázat. A Rózsadomb travertínóinak stabilizotópos átlagértékei, radiometrikus kora, tengerszint feletti települési magassága és GPS koordinátái

Table I. *Stable isotopic composition, radiometric age, elevation level and GPS coordinates of travertines of the Rózsadomb*

Terület	Előfordulás	δ^{18}O-átlag [‰, V-PDB]	δ^{18}O-átlag [‰, V-SMOW]	δ^{13}C-átlag [‰, V-PDB]	Kor ezer év	h (Tszf.) m	GPS koordináta
Ördögárok völgye	Törökvész út	-16,9	13,5	2,4		241	N 47°31 539' EO 19°00 581'
	Törökvész lejtő	-12,0	18,5	1,1	> 600 (?)	222	N 47°31 398' EO 19°00 599'
	Lepke köz	-12,0	18,5	0,7		183	N 47°31 251' EO 19°00 284'
	Fillér u.	-15,0	15,4	1,3		224	N 47°31 045' EO 19°00 716'
	Detrekő u.	-15,4	15,1	1,4		227	N 47°31 070' EO 19°00 778'
	Barsi u.	-9,5	21,1	1,2	356 ± 24	174	N 47°30 924' EO 19°00 739'
	Bogár u.	-15,2	15,2	2,0		224	N 47°31 172' EO 19°00 924'
	Bimbó út	-12,6	17,9	1,9	367 ± 122	193	N 47°31 257' EO 19°00 351'
	Szemlő-hegy, kilátó	-15,8	14,7	2,1		225	N 47°31 428' EO 19°01 644'
	Szőlészeti Kutatóintézet	-11,7	18,9	1,3	346 ± 79	170	N 47°30 765' EO 19°00 714'
Duna völgye	Apostol u.	-11,3	19,3	1,6	347 ± 64	169	N 47°31 131' EO 19°02 014'

travertínó előfordulás 36 db mintáján készült stabil szén- és oxigénizotópos elemzés az MTA Geokémiai Kutatóintézetének stabilizotópos laboratóriumában. A mérések részben Finnigan MAT delta S, részben Finnigan delta Plus XP tömegspektrométerrel történtek. A Finnigan MAT delta S tömegspektrométerrel történő szén- és oxigénizotópos elemzésekhez a karbonátminták feltárása (a porítást követően) külön feltáró rendszerben, vízmentes H_3PO_4-ban történt McCrea (1950) módszerével. A vákuumdesztillálással tisztított CO_2 gázt mintapalackokba fagyasztottuk, majd a tömegspektrométer segítségével meghatároztuk a ^{13}C és ^{12}C, ill. ^{18}O és ^{16}O izotópok arányát. A Finnigan delta Plus XP tömegspektrométerrel történő mérések esetén a Spötl & Vennemann (2003) által leírt vivőgázas technikát alkalmaztuk. Az izotópos összetételt a hagyományos δ értékkel fejezzük ki ezrelékben (‰) a V-PDB (δ^{13}C) és V-SMOW (δ^{18}O) sztenderdekhez viszonyítva. A reprodukálhatóság mind a δ^{13}C, mind a δ^{18}O értékek esetében jobb volt, mint ±0,1‰.

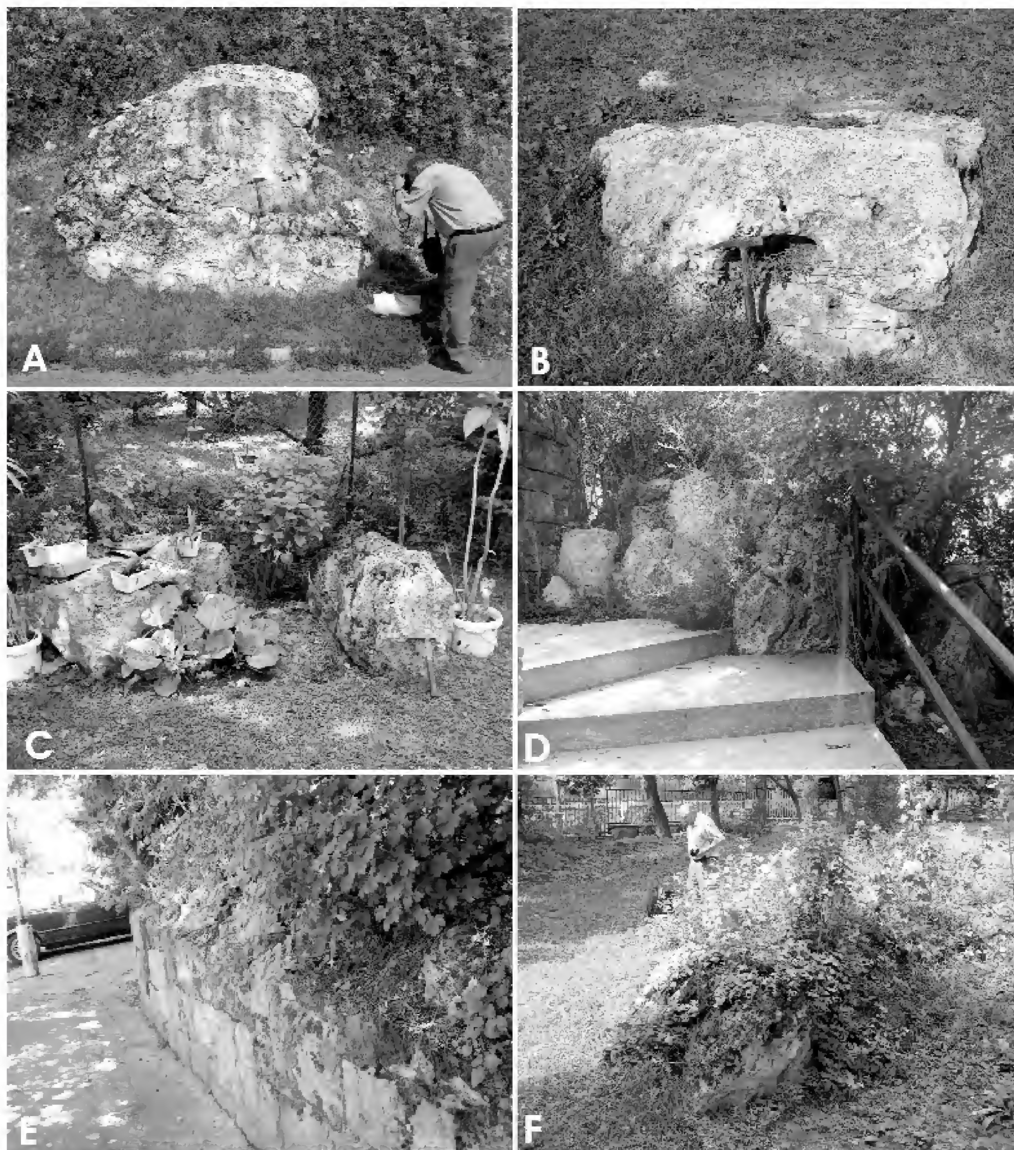
Összesen 6 rózsadombi travertínófeltárás mintáin végeztünk 8 db U-Th-sorozatos kormeghatározást a tajvani National Taiwan University (NTU) Földtudományi Tanszékén (Tajpej, Tajvan). A minták kiválasztásánál előnyben részesítettük a szálban álló, tiszta, tömött, üde színű kőzeteket. Mindezek ellenére nem mindegyik minta volt alkalmas kormeghatározásra, elsősorban a minták Th-al való szennyezettsége következtében, ami kihatással volt a mérések pontosságára is (*I. táblázat*). A mérési hiba nagysága a korok nagyságával párhuzamosan növekszik, így az idősebb minták kormeghatározása bizonytalanabb. Mivel a módszer felső mérési határa 600 ezer év, ezért az ennél idősebb minták mérése az U-Th-sorozatos kormeghatározással nem volt lehetséges. A nagy pontosságú U-Th mérések „ultratiszta" laboratóriumi körülményeket igényelnek. A minták összetörése, tömegük lemérése, a kémiai előkészítés és maga a mérés is különböző tisztaságú laborokban történik. Az édesvízi mészkőminták U-Th-sorozatos kormeghatározáshoz való kémiai előkészítése „class-10 000" geokémiai tisztaszobában történt. A kémiai előkészítés során ^{229}Th-^{233}U-^{236}U spike oldatot használtunk. Az U és a Th elkülönítése vassal való lecsapatással és anioncserélő kromatográfiával történt. Az U-t és a Th-ot 1% HNO_3 + 0,005 N HF-ban oldottuk fel a mérések előtt (Shen et al. 2002). Az urán és tórium izotópos összetételt és ^{230}Th koradatokat Thermo Electron Neptune tömegspektrométerrel, MC-ICPMS (Multi Collector — Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) technika segítségével (Shen et al. 2002, 2006, 2008) határoztuk meg.

Eredmények

A szedimentológiai és petrográfiai vizsgálatok eredményei

A Rózsadombon található nagyszámú travertínó-előfordulás arra enged következtetni, hogy a terület egykor súlyponti karsztvíz-kiáramlási terület volt. Az előfordulások többnyire törmelékes formában maradtak fenn (pl. Törökvész út, Lepke köz, Detrekő u., Fillér u., Barsi u., Bimbó út, Bogár u., Szőlészeti Kutatóintézet), így esetükben az üledékképződés környezetére csak a mikrofácies-vizsgálatok alapján lehet következtetni. Vékonycsiszolatok az egyes előfordulások legfontosabb fáciestípusait képviselő mintákból készültek. A szöveti leírások során főleg Folk (1959) és esetenként Dunham (1962) által elkülönített szöveti kategóriákat használtuk.

A **Törökvész úti** előfordulás (257 m tszf.) 1–1,5 m-es tömbjeinek mészköve szürkésfehér színű, tömött, flóra- és faunamentes, mikrites-pelmikrites szövetű és feltehetően nyíltvízi tavi, esetleg völgyoldali környezetben képződhetett. A **Törökvész lejtő** előfordulása (249 m tszf.) egy 2×2×1 m-es, szálban álló mészkőtömb, ami morfológiája alapján (*4. ábra, A*) egy egykori forráskúp maradványa lehet. A tömbből gyűjtött minták (*II. táblázat,* 1–4. minta) vörösesbarnás színűek, tömöttek, mikrokristályosak, flóra- és faunamentesek, és pelmikrites szövetűek. A **Lepke köz** (183 m tszf.) 1,5–2 m-es tömbjei szürkésfehér és sárgásbarna színűek, kompaktak, helyenként pizoidos-onkoidos kifejlődésűek. A pizoidok mérete a mm-től a több cm-ig



4. ábra. A fontosabb rózsadombi édesvízimészkő-előfordulások terepi képei

A) A Törökvész lejtő édesvízi mészkő kúpjának maradványa; B) Édesvízi mészkő a Detrekő u. és a Fillér u. találkozásánál; C) Édesvízimészkő-tömbök a Bimbó út 146. sz. ház kertjében; D) A Szemlő-hegyi kilátó alatt található édesvízimészkő-kúp maradványa; E) A Barsi u. mészkőtömbjei közvetlenül az út mellett; F) Az Apostol u. 15. szám alatti társasház kertjében található nagy méretű édesvízimészkő-tömbök

Figure 4. *Pictures of the most important travertine occurences of the Rózsadomb area*

A) Remnant of the Törökvész lejtő travertine spring cone; B) Travertine block at the crossing point of Detrekő and Fillér streets; C) Travertine blocks in the garden of Bimbó str. 146.; D) Travertine cone below the look-out tower of the Szemlő Hill; E) Travertine blocks along the Barsi str.; F) Large travertine blocks in the garden of Apostol str. 15

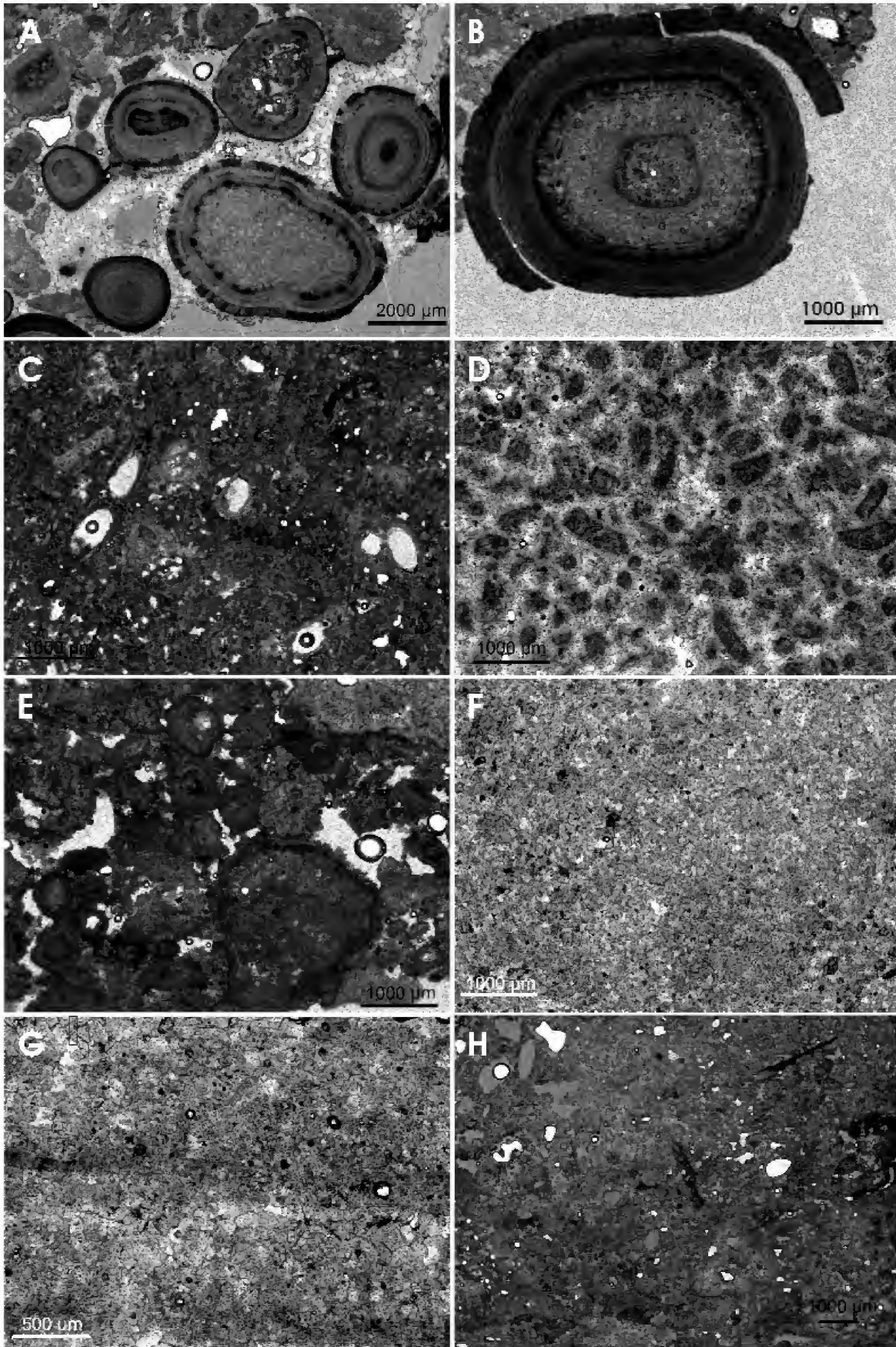
terjedhet. Az oopátitos szövetben szabálytalan onkoidos formák és szabályos onkoidok és pizoidok egyaránt megfigyelhetőek (*5. ábra, A, B*). A **Detrekő utcában** (227 m tszf) és a **Fillér utcában** (224 m tszf) mintegy 25–30 m-es magasságot átfogóan 3 szintben bukkannak elő az édesvízi-mészkő-tömbök és -törmelékek, amelyek tömött, kompakt megjelenésűek. A Detrekő u. mészköve biopelmikrites szövetű, csigamaradványokat, valamint Characea termések és szárak metszeteit tartalmazó sekélyvízi tavi üledék (*5. ábra, C*), míg a Fillér u. fehéresszürke mészköve flóra- és

II. táblázat. A Rózsadomb travertínóinak szén- és oxigénizotópos összetétele

Table II. *Stable carbon and oxygen isotopic composition of travertines of the Rózsadomb*

Terület	Előfordulás neve	Minta száma	Minta jellege	$\delta^{18}O$ [‰, V-PDB]	$\delta^{18}O$ [‰, V-SMOW]	$\delta^{13}C$ [‰, V-PDB]
Ördögárok völgye	Törökvész út	1	allochton tömb	16,9	13,5	2,4
	Törökvész lejtő	1	szálban álló	10,7	19,8	3,2
		2	szálban álló	12,2	18,3	2,3
		3	szálban álló	14,1	16,3	2,2
		4	szálban álló	-12,7	17,9	2,4
		5	allochton törmelék	-11,0	19,5	-1,7
		6	allochton törmelék	-11,2	19,3	-1,8
	Lepke köz	1	allochton törmelék	12,5	18,1	0,3
		2	allochton törmelék	12,3	18,3	0,8
		3	allochton törmelék	-11,4	19,2	1,2
	Fillér u.	1	allochton törmelék	-14,2	16,3	1,2
		2	allochton törmelék	-15,9	14,6	1,4
	Detrekő u.	1	allocthon tömb	-15,2	15,2	1,8
		2	allochton tömb	14,9	15,5	0,4
		3	allochton tömb	–	–	–
		4	allochton tömb	16,4	14,0	2,2
		5	allochton tömb	-14,9	15,6	1,4
	Barsi u.	1	allocthon tömb	-	-	-
		2	allochton tömb	–	–	–
		3	allochton tömb	–	–	–
		4	allochton tömb	10,4	20,2	0,8
		5	allochton tömb	10,7	19,9	0,7
		6	allochton tömb	-13,0	17,5	2,2
	Bogár u.	1	allochton törmelék	-15,2	15,2	2,0
	Bimbó út	1	allocthon tömb	-	-	-
		2	allochton tömb	12,3	18,2	2,0
		3	allochton tömb	13,3	17,2	1,8
	Szemlő-hegy, kilátó	1	kibillent	17,4	13,0	1,8
		2	szálban álló	17,4	13,0	0,8
		3	allochton tömb	-14,6	15,8	3,0
		4	allochton tömb	-13,7	16,8	2,7
	Szőlészeti Kutatóintézet	1	allochton törmelék	11,1	19,5	0,1
		2	allochton törmelék	12,2	18,4	2,0
		3	allochton törmelék	12,0	18,5	1,2
		4	allochton törmelék	-11,8	18,7	1,9
		5	allochton törmelék	-11,2	19,4	1,4
Duna völgye	Apostol u.	1	allocthon tömb	-10,5	20,0	3,1
		2	allochton tömb	-11,2	19,3	1,1
		3	allochton tömb	11,7	18,9	2,9
		4	allochton tömb	11,9	18,7	1,1
		5	allochton tömb	11,2	19,4	0,0

faunamentes, pelmikrites, pelmikropátos szövetű és sztromatolitos bekérgezéseket is tartalmaz (*5. ábra, D*). A **Barsi utca** (174 m tszf.) édesvízi mészköve szürkésfehér színű, tömött, mikrokristályos tömbökben fordul elő (*4. ábra, E*). Szövete pelmikrites-intramikrites, helyenként mikropátos, másodlagos karbonátokat tartalmazó, faunamentes, néhol növényi szárra emlékeztető elemek fordulnak elő benne. A jelenlegi feltártsági viszonyok között az üledékképződési környezet nem rekonstruálható, de a területre jellemző forráskúpos képződés valószínűsíthető. A **Bogár utca** mentén (224 m tszf.) a travertínó törmelékes kőzetként, masszív, tömött kifejlődésben található meg. A **Bimbó út** 146. sz. ház kertjében (193 m tszf.) 1–1,5 m-es tömbökben fordul elő a szürkésfehér színű, tömött, helyenként finoman rétegzett mészkő (*4. ábra, C*). Szövete pelmikrites-oomikrites, de ostracoda teknő, valamint a mikrobiális tevékenység nyomaként sztromatolitos, onkoidos formák is megfigyelhetőek benne (*5. ábra, E*). A **Szemlő-hegy** tetején (225 m tszf.) 1,5–2 méteres blokkokban, a kilátó alatt fordul elő a travertínó, amely morfológiája alapján egy egykori forráskúp maradványa lehet (*4. ábra, D*). A kőzet szürkés színű, tömött,


A
B
C
D
E
F
G
H
2000 µm
1000 µm
1000 µm
1000 µm
1000 µm
1000 µm
500 µm
1000 µm

5. ábra. Mikroszkópos felvételek a Rózsadomb édesvízi mészköveinek legjellegzetesebb szövettípusairól

A) és B) Oopátitos szövet a Lepke köz allochton édesvízimészkő-tömbjéből. A pizoidok és a változatos alakú onkoidok bakteriális tevékenységre és a víz mozgatottságára egyaránt utalhatnak. C) Csigamaradványokat, Characea terméseket és szárakat tartalmazó biopelmikrites szövet a Detrekő u. édesvízimészkő-blokkjából. D) Pelmikrites, pelmikropátos, flóra- és faunamentes, sztromatolitos bekérgezéseket is tartalmazó szövet a Fillér u. édesvízi mészkövéből. Pelmikrites-oomikrites szövet a Bimbó u. (E) és mikrites-pelmikrites szövet a Szemlő-hegy (F) édesvízi mészkövéből. G) Intramikrites-intrapátitos szövet a Szőlészeti Kutatóintézet egyik allochton édesvízimészkő-tömbjéből. H) Az Apostol út pelmikrites szövetű, ostracodákat is tartalmazó mészköve

Figure 5. *Photomicrographs of the most characteristic textures of travertines collected from the Rózsadomb area*

A) and B) Oosparitic texture from the allochtonous travertine blocks of the Lepke köz. The pisoids and oncoids could both refer to bacterial activity and/or agitated water. C) Biopelmicritic texture containing gastropoda remnants and crops and stems of Characea algae from the travertine block of Detrekő str. D) Pelmicritic, pelmicrosparitic, flora and fauna-free texture containintg stromatolitic encrustation from the travertine of the Fillér str. E) Pelmicritic-oomicritic texture from the travertine of the Bimbó str. and micritic-pelmicritic texture from the Szemlő Hill travertine (F). G) Intramicritic-intrasparitic texture from an allochtonous travertine block of the Szőlészeti Kutatóintézet. H) Pelmicritic texture of large travertine blocks containing some ostracodes collected at the Apostol str.

mikrokristályos, flóra- és faunamentes, mikrites-pelmikrites szövetű (*5. ábra, F*). A **Szőlészeti Kutatóintézet** közelében (170 m tszf.) részben törmelékként, részben szálban álló kőzetként, változatos kifejlődésben találhatunk travertínót. Jellemzőek a nagyméretű növényi maradványok, de a tömött, kompakt és vékonyrétegzett (intramikrites-intrapátitos szövetű) típus is előfordul (*5. ábra, G*). A Rózsadomb Duna felé eső oldalán, az **Apostol u. 15–17.** sz. ház kertjében, 1–3 m-es tömbökben, törmelékes (esetenként szálban álló?) formában (*4. ábra, F*), 160 m tszf. magasságon fordul elő a masszív, tömött, pórusmentes, pelmikrites szövetű, ostracodákat és apró növényi maradványokat tartalmazó mészkő, amely feltehetően tavi eredetű (*5. ábra, H*).

A stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok eredményei

Mind a 11 vizsgált előfordulás travertínóján készültek stabil szén- és oxigénizotópos elemzések (*II. táblázat*). A szénizotópos értékek –1,8‰ és +3,2‰ (V-PDB) között, az oxigénizotópos értékek pedig +13,0‰ és +20,2‰ (V-SMOW) között, viszonylag tág tartományban váltakoznak.

Az U-Th-sorozatos vizsgálatok eredményei

Az U-Th-sorozatos vizsgálatok eredményei az *I. táblázatban* találhatóak. Vizsgálataink alapján a Rózsadomb területét mintegy 350 ezer éve intenzív hévforrás tevékenység jellemezte, amit számos, korábban alsó-pleisztocénnek tartott édesvízimészkő-előfordulás bizonyít. A Rózsadomb Duna völgye felé néző részén található Apostol utcai feltárás (169 m tszf.) **347±64 ezer év** korú. A Rózsadomb további (mérhető U és Th) koncentrációval rendelkező előfordulásai közé tartoznak a Barsi utca (174 m tszf., **356±24 ezer év**), Bimbó út (193 m tszf., **367±122 ezer év**) és a Szőlészeti Kutatóintézet (170 m tszf., **346±79 ezer év**) travertínói. A szintén a Rózsadomb területéről származó Törökvész lejtő (222 m tszf.) és Detrekő utcai feltárás (227 m tszf.) kora nem volt mérhető, míg a Törökvész út (241 m tszf.), Lepke köz (183 m tszf), Fillér út (224 m tszf.), Bogár utca (224 m tszf.) allochton travertínótömbjeiből és -törmelékeiből, valamint a Szemlő-hegyi (Józsefhegyi út) travertínóból (225 m tszf.) nem készültek korvizsgálatok.

Diszkusszió

A rózsadombi édesvízi mészkövek kora és paleokörnyezeti rekonstrukciója

A rózsadombi travertínó-előfordulások többségének paleokörnyezeti rekonstrukciója még korábban, kedvezőbb feltártsági viszonyok között készült el (Schréter 1953, Scheuer & Schweitzer 1988), ugyanakkor a képződmények részletes mikrofácies-vizsgálata, geokémiai elemzése és radiometrikus kormeghatározása a mai napig nem történt meg, holott azok értékes információkkal egészíthetik ki a terepi megfigyeléseket, legfőképpen ott, ahol a feltártsági viszonyok alapján érdemi következtetések nem vonhatóak le a paleokörnyezeti viszonyokkal kapcsolatban.

A stabilizotópos adatok értelmezése

A travertínók $\delta^{18}O$ értékeinek kialakításában számos tényező vett részt, amelyek közül a legfontosabb a mészkövet lerakó víz oxigénizotópos összetétele, valamint a víz hőmérséklete, amely paraméterek kapcsolatban állnak a mindenkori klímával, de a mért oxigénizotópos összetétel értelmezésekor a diagenezis módosító hatásával is számolni kell. Az általános nézet szerint a legnagyobb hatása a klímának (a hőmérsékletnek) van (Ford & Pedley 1996). A meleg, csapadékos időszakokra a pozitívabb $\delta^{18}O$ értékek a jellemzőek, míg a hidegebb időszakok esetén fordított a helyzet, ami a vízösszetétel elsődleges befolyását mutatja, hiszen a megfigyelt trend a hőmérsékleti izotóp-frakcionációs hatással éppen ellentétes. A karbonátok $\delta^{18}O$ értékét a mészkövet lerakó víz izotópos összetételén kívül a kiválás hőmérséklete is befolyásolja. Stabilizotópos egyensúly esetén és állandó izotópos összetételű vizet feltételezve megállapítható, hogy minél nagyobb hőmérsékletű vízből válik ki a karbonát, annál kisebb lesz a $\delta^{18}O$ értéke, és fordítva. A (T) képződési hőmérséklet (paleohőmérséklet) a következő egyenlet szerint számolható izotópos egyensúly esetén (O'Neil et al. 1969, Friedman & O'Neil 1977):

$$10^3 \ln á = (2{,}78 \times 10^6) / T^2 - 2{,}89 ,$$

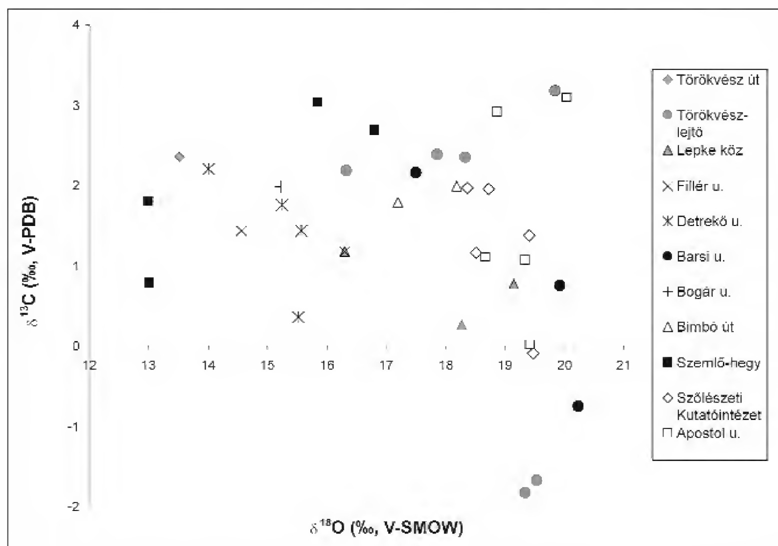
$$\text{ahol } á = (\delta^{18}O_{karbonát} + 10^3) / (\delta^{18}O_{víz} + 10^3)$$

A karbonát $\delta^{18}O$ értékét egyensúlyi kiválás esetén tehát a lerakó víz hőmérséklete és izotópos összetétele határozza meg és 1 °C hőmérsékletváltozás a vízben 0,24‰ $\delta^{18}O$ változásnak felel meg a képződő karbonátban (Craig 1964, Andrews 2006). Ez azt jelenti, hogy adott esetben a kiválási hőmérséklet szabhatja meg egy édesvízi mészkő $\delta^{18}O$

értékét és nem a víz eredete. Itt jegyezzük meg, hogy az édesvízi mészkövek feltehetően nem egyensúlyi rendszerben képződtek és ezért a fenti egyenlettől kismértékben eltérő empirikus összefüggést követnek (KELE et al. 2008). Ez azonban a hőmérsékleti hatás mértékét (‰ változás °C-onként) nem befolyásolja.

A rózsadombi mészkövek esetében az oxigénizotópos értékek tág határok között változnak (*II. táblázat, 6. ábra*). A közel egy korúnak meghatározott rózsadombi előfordulások (Apostol u., Barsi u., Bimbó út, Szőlészeti Kutatóintézet) $\delta^{18}O$ értékei közel azonosak, ami arra utalhat, hogy egyenlet alapján (lásd feljebb) kb. 10 és 55 °C közötti hőmérsékletnek felel meg. Figyelembe véve, hogy a nem-egyensúlyi kiválásból adódóan az egyenlet alkalmazása mintegy 8 °C-kal alábecsli a valós hőmérsékletet a forráskilépési pontnál (KELE et al. 2008), a kiválási hőmérséklet mindenkor meghaladhatta a 20 °C-t és elérte a 60–65 °C hőmérsékletet.

A Rózsadomb travertínóinak stabil oxigénizotópos összetétele meglehetősen nagy szórást mutat a Budai-hegység és a Gerecse területéről már korábban publikált adatokhoz képest, míg a szénizotópos értékek leginkább a



6. ábra. A Rózsadomb édesvízi mészköveinek stabil szén- és oxigénizotópos összetétele

Figure 6. *Stable carbon and oxygen isotope composition of the travertines collected from the Rózsadomb area*

a víz eredete és hőmérséklete is közel azonos lehetett az őket lerakó források esetében. A kisebb $\delta^{18}O$ értékekkel jellemezhető Törökvész út, Detrekő u. Fillér u. és a Szemlő-hegy édesvízi mészköve feltehetően magasabb hőmérsékletű vízből képződött, mint a többi rózsadombi előfordulás. Meg kell azonban jegyezni, hogy a $\delta^{18}O$ értékekben tapasztalt eltérést a már említett diagenezis is okozhatta, amely az eredeti karbonát $\delta^{18}O$ értékétől eltérő másodlagos karbonátot hozhatott létre. Tekintettel arra, hogy a vízösszetételt a kiválási hőmérséklet becsléséhez ismernünk kell, a legutolsó glaciálisra és a jelen interglaciális időszakra jellemző kb. –14 és –9‰ értéket (BABIDORICS et al. 1998) vettük modellszámításaink alapjául. A –14‰-es vízösszetétel mellett a +20‰-es karbonát érték nem ad értékelhető hőmérsékletet (0 °C vagy az alatt, *III. táblázat*) ami alátámasztja, hogy a travertínók a hideg időszakokon belül inkább az interstadiálisban képződhettek. Ennek megfelelően a vízösszetétel sem lehetett extrém negatív, így a fenti két érték (–12 és –10‰) között volt. A –12 és –10‰-es vízösszetétellel számolva a karbonátok összetétele a FRIEDMAN & O'NEIL (1977) Budai-hegységre jellemző 0 és 3‰ közötti értékeket mutatják, eltérően a nyugat-gerecsei Tata, Porhanyó-bánya erősen negatív $\delta^{13}C$ értékétől (*7. ábra,* KELE et al. 2003, 2006; VERES 2007). Az $\delta^{13}C$ és $\delta^{18}O$ értékek az egyes rózsadombi előfordulások esetében is szórnak és a $\delta^{13}C$ értékekből mindössze annyi olvasható ki, hogy a rózsadombi mészkövek karbonátanyaga és a mészkövet lerakó víz CO_2-tartalma feltehetően ugyanabból a karbonátos kőzetből és CO_2-forrásból származik, mint a Budai-hegység többi travertínójának esetében.

A rózsadombi travertínók paleokörnyezeti rekonstrukciója

A rózsadombi travertínó-előfordulások jellemzően kisméretűek és forráskúpos kifejlődésűek, ami annak a ténynek köszönhető elsősorban, hogy a képződésük során nem állt rendelkezésre olyan morfológiai mélyedés, amely lehetővé tette volna a tavi üledékképződési környezet kialakulását. Ez többek között annak is köszönhető, hogy a Duna nem járt soha a Rózsadomb területén, így nem volt módja kialakítani a felszínen a tavak kialakulásához

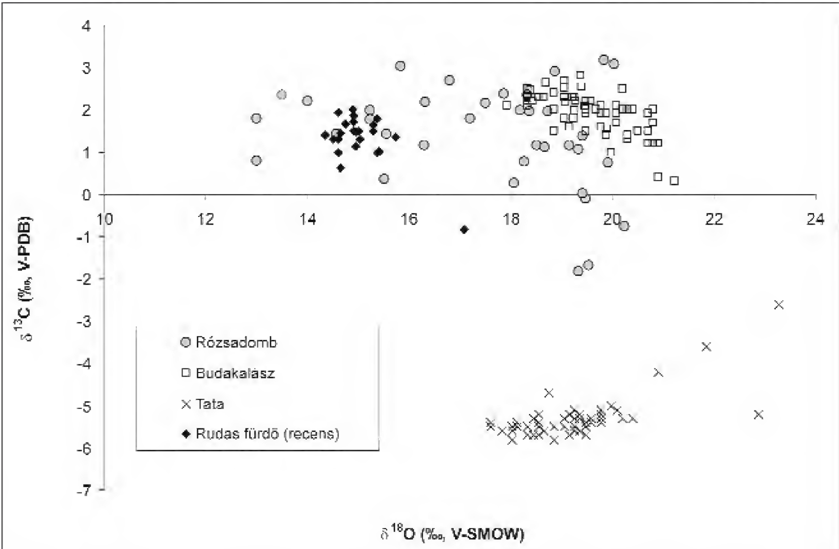
III. táblázat. A rózsadombi travertínókat lerakó termálforrások hőmérsékletének modellszámítása felhasználva a glaciális és interglaciális időszakokra jellemző $\delta^{18}O_{víz}$ értékeket (DEÁK & COPLEN 1996) a 0–60 °C hőmérsékleti tartományban, valamint FRIEDMAN & O'NEIL (1977) egyensúlyi karbonátkiválásra vonatkozó egyenletét

Table III. *Model temperature calculations of travertine depositing palaeothermal springs of the Rózsadomb area using the $\delta^{18}O_{water}$ values characteristic for glacials and interglacials (DEÁK & COPLEN 1996) and the equilibrium equation of FRIEDMAN & O'NEIL (1977) in the 0–60 °C temperature range*

T[°C]	T[°K]	Δ(kalcit-víz)	A számításhoz felhasznált víz $\delta^{18}O$-értékek			
			víz: 14‰	víz: 12‰	víz: 10‰	víz: 9‰
0	273	34,5	**20,5**	22,5	24,5	25,5
5	278	33,1	**19,1**	21,1	23,1	24,1
10	283	31,9	**17,9**	**19,9**	21,9	22,9
15	288	30,7	**16,7**	**18,7**	**20,7**	21,7
20	293	29,6	**15,6**	**17,6**	**19,6**	**20,6**
25	298	28,5	**14,5**	**16,5**	**18,5**	**19,5**
30	303	27,5	**13,5**	**15,5**	**17,5**	**18,5**
35	308	26,5	12,5	**14,5**	**16,5**	**17,5**
40	313	25,5	11,5	**13,5**	**15,5**	**16,5**
45	318	24,7	10,7	12,7	**14,7**	**15,7**
50	323	23,8	9,8	11,8	**13,8**	**14,8**
55	328	23,0	9,0	11,0	13,0	**14,0**
60	333	22,2	8,2	10,2	12,2	13,2

Szürke háttérrel az adott $T_{víz}$ és $\delta^{18}O_{víz}$ értékekhez tartozó (számolt) $\delta^{18}O_{travertínó}$ értékeket jelöltük. A rózsadombi travertínók $\delta^{18}O$ értékeinek megfelelő adatokat vastagítva emeltük ki

With grey background the calculated $\delta^{18}O_{travertine}$ values belonging to the given T_{water} and $\delta^{18}O_{water}$ values are shown



7. ábra. A rózsadombi travertínók stabilizotópos összetételének összevetése a felső-pleisztocén Tata, Porhanyó-bánya (Nyugat-Gerecse, KELE et al. 2006), a pleisztocén Budakalász (Budai-hegység, KELE et al. 2003) travertínóinak már korábban publikált izotópos értékeivel, valamint a Rudas fürdő (Budapest) recens karbonátkiválásának (VERES 2007) izotópos értékeivel

Figure 7. *Comparison of the stable isotopic values of travertines of the Rózsadomb, the Upper-Pleistocene travertines of Tata, Porhanyó Quarry (Western Gerecse, KELE et al. 2006), the Pleistocene Budakalász travertine (Buda Hills, KELE et al. 2003) and the Holocene carbonate precipitation of the Rudas Bath (Budapest, VERES 2007)*

szükséges mélyedéseket. Az előfordulások kis mérete a területen szintén a forráskúpos kifejlődésre utal, szemben a tavi előfordulásokkal, amelyek általában jóval nagyobb kiterjedésben (pl. Budakalász, Süttő) fordulnak elő.

A **Törökvész úti** előfordulással (257 m tszf) számos szerző (HORUSITZKY 1939, SCHRÉTER 1953, SCHEUER & SCHWEITZER 1988, SZÖŐR et al. 1992) foglalkozott. A Budai Márgára települő mészkő korát SZÖŐR et al. (1992) és SCHEUER et al. (1993) az alsó-pleisztocénre tette és karsztvíz eredetűnek írta le. SCHEUER & SCHWEITZER (1988) a

travertínót a tetarátás, völgyoldali típusba sorolta, valamint genetikai összefüggésbe hozta a travertínót lerakó forrást és a Ferenc-hegyi-barlangot. Az üledékképződés környezete vizsgálataink alapján nyíltvízi tavi, esetleg völgyoldali lehetett. A **Törökvész lejtő** (249 m tszf.) travertínóblokkjának (*4. ábra, A*) korát SCHRÉTER (1953) felső-pliocénként említi. Mivel a mészkő U-Th módszerrel történő többszöri mérése sem vezetett eredményre, ezért elképzelhető, hogy idősebb a módszer felső határánál (>600 ezer év). A morfológiája alapján az előfordulás egy forráskúp maradványa lehet.

A **Lepke köz** (183 m tszf) édesvízi mészkövét vízszintes rétegzettsége miatt SCHEUER & SCHWEITZER (1988) tavi kifejlődésűnek írta le. A mikrofácies-vizsgálatok alapján leírt pizoidos-onkoidos kifejlődés (*5. ábra, A, B*) a víz mozgatottságára, és esetleges bakteriális tevékenység hatására utal, ezért nem zárható ki, hogy az előfordulásban az egykori forrásfeltörési centrum környéke őrződött meg. A **Detrekő utca** (227 m tszf.) travertínója a Fillér utcáig nyomozható törmelékben (*4. ábra, B*). SCHRÉTER (1953) a Vérhalom dűlőben ÉÉK–DDNy-i irányú édesvízi mészkővonulatot említ az alsó-oligocén Budai Márga fölött és „*Radix* sp. Cfr. *Ovata* DRAP" kőbeleit és lenyomatait határozta meg benne. SCHRÉTER (1953) a mészkövet felső-pliocénnek tartotta, míg SZÖŐR et al. (1992) munkájában az előfordulás már alsó-pleisztocénként szerepelt. A mészkő U-Th módszerrel történő többszöri mérése sem vezetett eredményre, ezért elképzelhető, hogy idősebb a módszer mérési határánál (>600 ezer év). SCHEUER & SCHWEITZER (1988) szerint a mészkövet lerakó forrás valószínűleg a Rókus-hegy karbonátos kőzeteiből fakadt, és völgyoldali kifejlődésű édesvízi mészkövet rakott le. A jelenlegi feltártsági viszonyok alapján az üledékképződési környezet nem állapítható meg, de a mikrofácies-vizsgálatok sekélyvízi tavi környezetre utalnak. A **Fillér utca** (224 m tszf.) mészköve csak törmelékként volt nyomozható a Detrekő utca közelében.

A Rózsadombon található **Barsi utcai** (174 m tszf., *4. ábra, E*) előfordulást a korábbi irodalmak nem tárgyalták. Méréseink alapján a mészkő U-Th kora **356±24** ezer év. A jelenlegi feltártsági viszonyok között az üledékképződési környezet nem rekonstruálható, de a területre jellemző forráskúpos képződés valószínűsíthető. A **Bimbó út** travertínójából (193 m tszf.) korábban nem készült sem mikrofácies-leírás, sem kormeghatározás. A mészkő a Bimbó út 146. sz. társasház udvarában, tömbökben található meg (*4. ábra, C*). A mészkő U-Th kora **367±122** ezer évnek adódott, de az előfordulás törmelékes jellege miatt az üledékképződési környezet nem határozható meg pontosan. A mészkő megjelenése alapján a tavi eredet valószínűsíthető. A **Szemlő-hegy** tetején (225 m tszf.) 1–2 m-es blokkokban találunk travertínót (*4. ábra, D*), aminek nagy részét már lefejtették és kilátót építettek rá. SCHEUER & SCHWEITZER (1988) az előfordulást genetikailag kapcsolatba hozta a környező karbonátos kőzetekben termális karsztvizek oldásának hatására kialakult barlangokkal (pl. József-hegyi-barlang) és karsztos üregekkel. SCHRÉTER (1953) szerint a travertínó az alsó-oligocén Budai Márgára települ és kora késő-pliocén, míg SCHEUER et al. (1993) szerint kora-pleisztocén. Szedimentológiai vizsgálataink alapján az előfordulás feltehetően egy egykori forráskúp maradványa.

A **Szőlészeti Kutatóintézet** változatos kifejlődésű, ám csak törmelékben megtalálható travertínójából (170 m tszf) korábban nem készült mikrofácies-leírás, sem kormeghatározás. SCHRÉTER (1953) szerint a mészkő középső-oligocén Kiscelli Agyag fölött települ és szintén megtalálhatók benne a *Radix ovata* DRAPARNAUD kőbelei. U-Th sorozatos méréseink alapján a mészkő kora a többi, mérhető korú rózsadombi előfordulásokhoz hasonlóan **346±79** ezer évnek adódott. A törmelékes minták mikrofácies vizsgálataiból változatos kifejlődési típusra következtethetünk, de az üledékképződés környezete nem határolható be pontosan.

A Rózsadomb Duna felőli oldalán, az **Apostol u. 15–17.** sz. ház kertjében található travertínó (160 m tszf., *4. ábra, F*) SCHEUER & SCHWEITZER (1988) leírása szerint tavi eredetű, és ezt e dolgozat keretei között végzett mikrofácies-vizsgálatok is alátámasztották. A mészkőből korábban koradatok nem álltak rendelkezésre, és a tengerszint feletti magassága alapján a 175 ezer éves kiscelli édesvízi mészkővel párhuzamosították (PÉCSI 1973). U-Th-sorozatos méréseink alapján a mészkő kora **347±65** ezer év, ami megfelel a rózsadombi Barsi utca, Bimbó út és Szőlészeti Kutatóintézet előfordulások korának. A korábbi irodalmakban ugyan nem, vagy csak ritkán említették, de további törmelékes travertínó-összletek találhatóak a Rózsadombon a **Bogár utca** (224 m tszf.) környékén, valamint SZÖŐR et al. (1992) leírása alapján a Rózsadombi **Ruszti utnál** (alsó-pleisztocén).

Paleokarsztvízszint rekonstrukció és kiemelkedéstörténet

A karsztforrások vízkilépési pontjai általában a mindenkori karsztvízszintet tükrözik, ezért a forrásokból kivált édesvízi mészkövek (csakúgy, mint a barlangi lemezes kalcitképződmények) elméletileg alkalmasak a paleokarsztvízszint rekonstrukciójára. Mivel a Budai-hegységben és a Gerecsében a Duna mindenkori erózióbázisa volt a forráskilépés és az édesvízi mészkőképződés szintje, így megállapítható, hogy a relatív paleokarsztvízszint csökkenésének fő oka a középhegységi területek kiemelkedése és a Duna bevágódása volt.

Az egykori forráskilépési pontok területi átrendeződése szoros kapcsolatban áll az említett hegységek morfológiai fejlődéstörténetével. Elsősorban a Duna és mellékpatakjai völgyeiben léptek ki a mészköveket lerakó források, ott, ahol a karsztos víztartó rétegekről a vízzáró üledékek lepusztultak, exhumálva a vízadó kőzeteket. A források azonban esetenként csak az erózióbázis felett tudtak a felszínre lépni, mivel lokálisan olyan feltételek alakulhattak ki, hogy a víztartó rétegek megakadályozták a források erózióbázison történő kilépését. Egyes források csak késéssel követték az

erózióbázis süllyedését, így sokszor több generációs édesvízimészkő-összletek (paleotórendszerek) kapcsolódtak össze, esetenként lejtői tetarátás kifejlődéssel (pl. Süttő, SCHEUER & SCHWEITZER 1988). Az egyes korszakokra jellemző paleokarsztvízszint értékek rekonstrukciójakor azonban figyelembe kell venni, hogy a travertínók jelenlegi tengerszint feletti magasságának kialakításában a már említett helyi tektonikának is szerepe volt, aminek következménye, hogy az azonos korú travertínók jelenleg különböző tengerszint feletti magasságon is előfordulhatnak (KELE 2009). A travertínók jelenlegi tengerszint feletti magassága tehát nem tükrözheti az egész hegységre kiterjedően az egykori karsztvízszintet. Egyes termálforrások periodikusan működtek, történetük során többször elapadtak, majd újra kezdték működésüket, újabb travertínógenerációkat létrehozva a korábbiak mellett. A travertínók vizsgálataiból levont következtetések igazolásában a barlangi és teraszfedő üledékekkel való összevetés segíthet.

A paleokarsztvízszintet befolyásoló tényezők

A paleokarsztvízszintet befolyásoló legfontosabb tényezők közé tartozik a karsztforrások hozamát meghatározó csapadék mennyisége és eloszlása, ami a klíma függvénye: a száraz éveket általában alacsony, a csapadékos éveket magas karsztvízszint jellemzi. A völgybevágódás és a felszíni erózió a klíma mellett a tektonikával is szoros kapcsolatban van. A felszíni erózió általában akkor volt a legnagyobb, amikor a csapadékos klíma egybeesett a kiemelkedéssel (SCHEUER 2004). A bevágódó folyóvölgyek a karsztvíztároló mészkőfedőjének lepusztításával lehetővé tették a források alacsonyabb szinten való kilépését, ami a karsztvízszint csökkenéséhez vezethetett. A karsztvízszint folyamatos csökkenése következtében kezdetben a magasabb szinteken működő források apadtak el, míg a mélyebben levők még folytathatták működésüket. Tartós szárazság esetén a források hozama időszakosan csökkenhetett, de a források el is apadhattak. A szárazabb időszakok az előfordulások rétegsorában is nyomon követhetőek (pl. Felső-hegy, Kálvária-tető stb.). A csapadékosabb időszakok idején a források hozama nagyobb volt, a karsztvízszint emelkedett, a korábban elapadt források újraéledhettek, így a szárazulati környezetre utaló rétegbetelepülésekre újabb édesvízimészkő-rétegek rakódhattak le. Nagyméretű tavi előfordulások (pl. Süttő) elsősorban a csapadékosabb időszakok alatt fennálló nagyobb forráshozam következtében jöhettek létre.

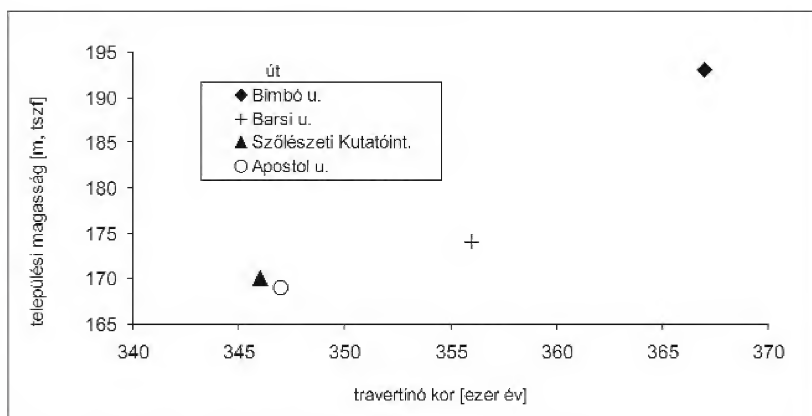
A barlangi képződmények és a paleokarsztvízszint kapcsolata

A rózsadombi barlangok többsége a felső-eocén Szépvölgyi Mészkőben alakult ki, míg egyes barlangok alsóbb szintjei már a triász Mátyáshegyi Mészkőben, a felső járatok esetenként Budai Márgában képződtek. A kutatók zöme (pl. JAKUCS 1948, LEÉL-ŐSSY S. 1957, TAKÁCSNÉ-BOLNER & KRAUS 1989) a rózsadombi barlangokat hidrotermás eredetűnek tartja. A barlangokat magukban foglaló hegytömegek kiemelkedése (az emelkedés szakaszossága) és az erózióbázis relatív süllyedése a keveredési zónák áthelyeződését eredményezte, aminek következtében többszintes barlangrendszerek jöhettek létre. Ahol több idő állt az oldódás rendelkezésére, ott nagyobb belső méretű járatszelvények alakultak ki (LEÉL-ŐSSY Sz. 1995). A középső- és késő-pleisztocén folyamán a barlangképződési időben nagyrészt a Szépvölgyi Mészkőben húzódott a keveredési zóna, ezért itt alakult ki a rózsadombi barlangjáratok többsége. Az oldódás megszűnése után számos ásvány vált ki, amelyek egy része valószínűleg még a barlangot kitöltő melegvízből származtatható (pl. lemezes kalcit), más része pedig a hegység kiemelkedése, a járatok szárazzá válása után keletkezhetett (pl. gipszbevonatok, cseppkő stb.) (LEÉL-ŐSSY Sz. 1995).

A termálkarsztos barlangok egyes kalcitásványai jelezhetik a karsztvízszint egykori helyzetét, mivel a barlang egyes szintjei az egykori karsztvízszinteknek megfelelően alakultak ki. Például a József-hegyi-barlang járatrendszere 120 és 180 m tszf-i magasság között helyezkedik el és egybeesik a tII.–tIV. terasz-, és T1–T4 travertínószintekkel. A József-hegyi-barlang karbonátjainak kormeghatározásával LEÉL-ŐSSY Sz. (1997), valamint LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI (2003) megállapították, hogy 350 ezer évvel ezelőtt a relatív karsztvízszint a barlangban 165 méteren lehetett, míg 66 ezer évvel ezelőtt a legalsó járatszint alján, 115 méteren húzódhatott. FORD & TAKÁCSNÉ-BOLNER (1992) végezte az első radiometrikus korvizsgálatokat hazai barlangi kalcitképződményeken (Pál-völgyi- és Ferenc-hegyi-barlang és egy darab (!) mérhető korú (300±59 ezer év) borsókőminta alapján arra következtetett, hogy mintegy 350 ezer évvel ezelőtt a karsztvízszint 160–165 m tengerszint feletti magasságon lehetett. SZANYI et al. (2009) a Pál-völgyi kalcitminták koradatai alapján megállapította, hogy az 500–310 ezer év közötti időintervallumban 160–165 m tszf. magasságon lehetett a karsztvízszint, bár hangsúlyozta, hogy az egyes barlangokban (pl. Szemlő-hegyi-, Pál-völgyi-barlang) az azonos korú minták különböző tszf. magasságon is előfordulhatnak.

Ha ezekkel az adatokkal összevetjük a rózsadombi travertínókon végzett U-Th-sorozatos kormeghatározásaink eredményeit, akkor látható, hogy a Rózsadomb területéről, a József-hegyi-barlang közeléből származó, 170–180 m tszf. magasságon található édesvízi mészkövek (Apostol u., Szőlészeti Kutatóintézet, Barsi u.) kora szintén 350 ezer évnek adódott (*I. táblázat*), ami arra utal, hogy a travertínókat lerakó források is ezen a szinten léphettek a felszínre. Annak ellenére, hogy a rózsadombi mészkövek, függetlenül a tszf. magasságukban való eltéréstől egy szűk időintervallumon belül (mintegy 350–360 ezer éve) képződtek, és a mészkövek szennyezettsége miatt a radiometrikus mérések nem szolgáltattak pontos koradatokat, valamint a feltárások korát is mindösszesen egy minta korvizsgálata rögzíti, megállapítható, hogy a rózsadombi előfordulások kora és települési magassága között jó összefüggés mutatható ki, ami fokozatos relatív vízszintcsökkenésre utal a területen. A

Törökvész lejtő (222 m tszf.) mészkőkúpjának kora a módszer felső mérési határánál (600 ezer év) idősebbnek bizonyult, míg a 227 m tszf. magasságon található Detrekő u. travertínója szintén nem volt a módszerrel mérhető. A mérhető korú travertínók közül a legmagasabban (193 m tszf.) található Bimbó út travertínója 367 ezer évesnek adódott, a 174 m tszf. magasságon található Barsi u. mészköve 356 ezer éves kort mutatott, míg a legalacsonyabban található Szőlészeti Kutatóintézet (170 m tszf.) és Apostol u. (169 m tszf.) mészkövei 346 ezer és 347 ezer éves kort adtak (*8. ábra*). Megállapítható továbbá az is, hogy a források kilépési pontja a Rózsadomb területén belül fokozatosan a Duna-völgy irányába (pl. Apostol u.), valamint az Ördögárok-völgyének irányába tolódott el a Ferenc-hegy irányából, ahol a legidősebb travertínó-előfordulások (pl. Törökvész lejtő) találhatóak.



8. ábra. Összefüggés a rózsadombi édesvízi mészkövek kora és települési magassága között

Figure 8. *Relationship between the age and elevation level of the travertines located in the area of the Rózsadomb*

Kiemelkedési ráták számítása a rózsadombi travertínók radiometrikus koradataiból

A Budai-hegység kiemelkedéstörténetének rekonstruálására az elmúlt évek során több szerző is kísérletet tett részben barlangi képződmények U-Th-sorozatos koradatai (LEÉL-ŐSSY Sz. 1997, LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI 2003, SZANYI et al. 2009), részben a már korábban édesvízi mészkövekből publikált radiometrikus koradatok alapján (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005a, c).

A kiemelkedési/bevágódási ráta (a továbbiakban: ráta) BURBANK & ANDERSON (2001) szerint a következőképpen számítható:

i (ráta) = [települési magasság (mm) – Duna tszf-i magassága (mm)] / kor (év)

LEÉL-ŐSSY Sz. (1997) a József-hegyi-barlang ásványkiválásainak kormeghatározása alapján a Budai-hegység kiemelkedési sebességét 0,15–0,3 mm/év-nek határozta meg. RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2005c) az irodalomban korábban közölt (paleontológiai, szedimentológiai, paleomágneses, U-Th, ^{14}C) koradatok felhasználásával végzett számításokat. Mivel az adatsor meglehetősen hiányos volt és a korábbi radiometrikus (U-Th, ^{14}C) mérések csak 360 ezer évig visszamenőleg szolgáltattak adatokat, a levont következtetések csak durva becslések lehettek, míg a 360 ezer évnél idősebb koradatok esetében (a radiometrikus koradatok hiánya miatt) még bizonytalanabbak voltak. Az irodalomból gyűjtött koradatok alapján RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2005c) rámutatott, hogy a Duna bevágódása két eltérő sebességű időszakra osztható: 9 millió és 360 ezer év közötti időszakban a Gerecsében és a Budai-hegységben 0,02 és 0,04 mm/év, 360 ezer évtől napjainkig pedig 0,16 és 0,18 mm/év volt a bevágódási sebesség az édesvízi mészkövek korábbi irodalmakból ismert koradatai alapján. RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2005c) a József-hegyi-barlang ásványainak radiometrikus koradataiból 0,23 mm/év sebességet adott meg a Duna bevágódási rátájára a Budai-hegységben, míg a Budai-hegység és a Gerecse teraszai alapján 0,19 és 0,14 mm/év bevágódási sebességet valószínűsített 360 ezer évtől napjainkig. Figyelembe véve azonban, hogy radiometrikus koradatok egészen mostanáig csak az elmúlt 360 ezer évtől álltak rendelkezésre, valamint, hogy a 360 ezer évnél idősebb koradatok (így a belőlük számolt ráták is) bizonytalanok, ezért a számolt adatokból nem feltétlenül következik a kiemelkedés (bevágódás) gyorsulása az utolsó 360 ezer évre, mint ahogy azt RUSZKICZAY-RÜDIGER (2007) is hangsúlyozta. Nem ismerjük a bevágódás pontos kezdetét, valamint a bevágódási ráta változásának időbeni lefutását sem. SZANYI et al. (2009) a Pál-völgyi-barlangból származó lemezes kalcit koradatai alapján az 500–280 ezer évvel ezelőtti időintervallumra 0,06–0,3 mm/év-es rátát határozott meg, de felhasználva LEÉL-ŐSSY Sz. (1997) méréseit és a Pál-völgyi-barlang 155 m tszf. magasság alatti mintáit a 280–70 ezer éves időintervallumra 0,16 mm/év kiemelkedést mutatott ki.

KELE (2009) és jelen tanulmány eredményei lehetőséget adnak a travertínók és a barlangi képződmények koradataiból levonható következtetések összevetésére, így a travertínóval fedett felszínek (Duna-teraszok) kiemelkedési-, illetve a Duna és mellékfolyóinak bevágódási sebessége a korábbiaknál jóval pontosabban és biztosabban becsülhető. A ráták számításakor feltételeztük, hogy az édesvízi mészkő kiválása a Duna szintjén (a mindenkori erózióbázison) ment végbe, tehát a képződés pillanatában a mészkőkiválás és a Duna szintje között nem volt jelentős magasságbeli különbség. Az U-Th adatok az egyes magassági (terasz-) szinteket fedő édesvízi mészkövekből származnak, tehát a szintek minimum korát adják meg. Ezen kívül az egyes feltárásokat mindössze 1-1 pontszerű koradat jellemzi, holott az édesvízimészkő-előfordulások teljes rétegsorának képződéséhez esetenként több százezer év szükséges. Amennyiben egy adott feltárásból származó legfiatalabb minta koradatából számoljuk a bevágódási rátát, úgy a maximális bevágódási rátát kapjuk meg, míg ha a legidősebb mintáiból származó koradatból számolunk, úgy a ráta értéke akár felére is csökkenhet. A teraszt borító édesvízi mészkő legidősebb mintái közelítik a legjobban a terasz korát. A teraszszintek korolására a tavi eredetű mészkövek a legalkalmasabbak, mivel lejtői, tetarátás típus olyan földtani helyzetekben fordulhat elő, amikor a forrás az erózióbázis felett fakad.

Az U-Th adatoknak a mészkövek tóriummal való szennyezettsége miatt viszonylag nagy (±50 ezer év) a hibája, ami kis mértékben ugyan, de hatással van a számított kiemelkedési/bevágódási rátára is, ezért a hibának megfelelően a minimális és a maximális bevágódási rátát is meghatároztuk az egyes feltárások esetében. A mm/év-ben megadott kiemelkedési ráta azonban csak átlagos érték, ami elfedi a tektonikai folyamatok jellegét és csak akkor tekinthető valósnak, ha feltételezzük, hogy a hegység kiemelkedése és a Duna bevágódása folyamatos volt. Jóval valószínűbb azonban (a teraszok és párkánysíkok is ezt támasztják alá), hogy a kiemelkedés a számolt értékeknél (lásd később) gyorsabban és szakaszosan ment végbe, és a kiemelkedés/bevágódás bizonyos időszakokban szünetelt, hiszen a kialakult párkánysíkok a folyó bevágódásának egyes stádiumait rögzítik. A vizsgált rózsadombi előfordulások (Barsi utca, Bimbó út, Szőlészeti Kutatóintézet, Apostol utca) koradataiból számolt kiemelkedési ráták egyaránt 0,20–0,25 mm/év közötti értékeket eredményeztek (*IV. táblázat*), amelyek nagyságrendileg megfelelnek az előzőekben áttekintett barlangi képződményekből számolt rátákkal.

Következtetések

Munkánk során a jelenleg hozzáférhető rózsadombi travertínó-előfordulásoknak komplex szedimentológiai és geokémiai vizsgálatát végeztük el. Vizsgálataink alapján a rózsadombi travertínók többségére a forráskúpos kifejlődés a jellemző, míg a stabil oxigénizotópos adatok alapján a rózsadombi travertínók egy része (pl. Detrekő u., Szemlőhegy) magas hőmérsékletű termálvizekből képződött. Modellszámításaink alapján a rózsadombi travertínók esetében a kiválási hőmérséklet mindenkor meghaladhatta a 20 °C-ot és elérte a 60–65 °C hőmérsékletet. A travertínók $\delta^{13}C$ értékei arra engednek következtetni, hogy a rózsadombi mészkövek karbonátanyaga és a mészkövet lerakó víz CO_2-tartalma feltehetően ugyanabból a karbonátos kőzetből és CO_2-forrásból származik, mint a Budai-hegység többi travertínó előfordulása esetében. U-Th-sorozatos vizsgálataink alapján megállapítható, hogy a középső-pleisztocénben, mintegy 350 ezer évvel ezelőtt, intenzív paleohévforrás tevékenység volt jellemző a Rózsadomb területén, aminek következtében számos travertínó-előfordulás képződött. Vizsgálataink szerint a travertínóképződés aktív volt a mindel–riss interglaciális és a riss glaciális alatt, ami azt jelzi, hogy a glaciális periódus alatt is elégséges mennyiségű volt a csapadék a források működéséhez.

A radiometrikus koradatok szórása ellenére jó összefüggés mutatható ki az édesvízi mészkövek települési magassága és kora között. Korvizsgálataink alapján a Rózsadomb területén a legidősebb travertínók (pl. Törökvész út) településnek a legmagasabb tszf. magasságon, míg a fiatalabb mészkövek egyre alacsonyabb szinteken találhatóak, ami a karsztvízszint fokozatos (relatív) csökkenésére utal a területen, bizonyítva, hogy a barlangi karbonátos üledékekhez hasonlóan a travertínók is felhasználhatóak a Budai-hegységben lokálisan a paleokarsztvízszint változásának rekonstrukciójára. A travertínók települési magasságából és radiometrikus koradataiból számolt kiemelkedési ráták 0,20–0,25 mm/év-nek adódtak, amely értékek szintén összevethetőek a barlangi lemezes kalcitkiválások korából számolt értékekkel.

IV. táblázat. A vizsgált rózsadombi előfordulások radiometrikus koradataiból és települési magasságaiból számolt minimális hegységkiemelkedési (Duna bevágódási) ráták

Table IV. *Minimal uplift (Danube incision) rates calculated from the elevation levels and radiometric age data of travertines studied from the Rózsadomb area*

Sorszám	Előfordulás	Kor (év)	±	h (m tszf)	Ráta (mm/év)	Ráta +	Ráta -
1	Barsi u.	355 935	24 047	174	0,21	0,20	0,22
2	Bimbó u.	366 562	122 258	193	0,25	0,19	0,38
3	Szőlészeti Kutatóintézet	346 387	78 858	170	0,20	0,16	0,26
4	Apostol u.	347 297	64 197	169	0,20	0,17	0,24

Köszönetnyilvánítás

Köszönet illeti a Magyar Tudományos Akadémia Nemzetközi Együttműködési Irodáját és a tajvani National Research Council-t (NRSC) az U-Th mérésekhez szükséges tajvani tanulmányút létrejöttéért. Külön köszönjük a kézirat lektorainak (FÓRIZS István és LEÉL-ŐSSY Szabolcs) hasznos és segítőkész megjegyzéseit.

Irodalom — References

ANDREWS, J. E. 2006: Paleoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review. — *Earth-Science Reviews* **75,** 85–104.

BABIDORICS, J., FÓRIZS, I. & PAPP, S. 1998: Isotope hydrogeological study of the thermal karst system in the Buda Mountains, Hungary. — *RMZ-Materials and Geoenvironment* **4/1–2,** 8–12.

BÁLDI T. 1983: *Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.

BULLA B. 1941: A Magyar medence pliocén pleisztocén teraszai. — *Földrajzi Közlemények* **69/ 4,** 199–229.

BULLA B. 1956: Folyóteraszproblémák. — *Földrajzi Közlemények* **81/4,** 121–141.

BURBANK, D. W. & ANDERSON, R. S. 2001. *Tectonic Geomorphology.* — Blackwell Science, USA, 22–26.

CHOLNOKY J. 1923: *Általános földrajz III.* — Danubia kiadása, Pécs, 251 p.

CHOLNOKY J. 1925: A folyóvölgyekről. — *MTA, Matematikai Természettudományi Értesítő* **42,** 101–108.

CRAIG, H. 1964: The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal area. — *Symp. Nuclear Geol. Geothermal Areas, Spoleto, Italy,* 17–53.

DEÁK, J. & COPLEN, T. B. 1996: Identification of Holocene and Pleistocene groundwaters in Hungary using oxygen and hydrogen isotopic ratios. — In: *Isotopes in Water Resources Management (Symposium Proceedings, Vienna, 1995),* 1. IAEA: Vienna; p. 438.

DUNHAM, R. J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture.— In: HAM, W. E. (ed.): Classification of Carbonate Rocks. — *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.* 1. Tulsa, Oklahoma, 108–121.

ERŐSS, A. & MÁDL-SZŐNYI, J. 2007: Hydrogeological studies on the Buda Thermal Karst system (Budapest, Hungary). — In: RIBERIO, L., CHAMBEL, A. & CONDESSO DE MELO, M.T. (eds): *Proceedings on CD of the XXXV. Congress of the International Association of Hydrogeologists, 17–21 September, Lisboa, Portugal,* 9 p.

ESTEBAN, M., BUDAI, T., JUHÁSZ, E. & LAPOINTE, P. 2009: Alteration of Triassic carbonates in the Buda Mountains – a hydrothermal model. — *Central European Geology* **52/1,** 1–29. DOI: 10.1556/CEuGeol.52.2009.1.1

FOLK, R. L. 1959: Practical petrographic classification of limestones. — *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* **43,** 1–38.

FORD, D. C. & TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1992: Abszolút kormeghatározás és stabilizotóp vizsgálatok budai barlangi kalcitmintákon. — *Karszt és Barlang* **1991/I–II,** 11–18.

FORD, T. H. & PEDLEY, H. M. 1996: A review of tufa and travertine deposits of the world. — *Earth-Science Reviews* **41,** 117–175.

FÖLDVÁRI, M., BERNER, ZS. & STÜBEN, D. 2003: Thermoanalytical study of Quaternary thermal lacustrine travertine occurrences in Hungary (Buda-Vár-hegy, Budakalász, Szomód-Les-hegy). — *Acta Geologica Hungarica* **46,** 195–204.

FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J.R. 1977: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. — In: Data of Geochemistry 6th, *Geol. Surv. Prof. Paper* 440-KK, p. 61.

GÁBRIS, Gy. 1994: Pleistocene evolution of the Danube in the Carpathian Basin. — *Terra Nova* **6,** 495–501.

GÁBRIS Gy. 1997: Gondolatok a folyóteraszokról. — *Földrajzi Közlemények* **121**(45)**/1–2,** 3–16.

GÁBRIS Gy. 2007: Kapcsolat a negyedidőszaki felszínalakító folyamatok időrendje és az oxigénizotóp-rétegtan között – magyarországi lösz-paleotalaj-sorozatok és folyóvízi teraszok példáján. — *Földtani Közlöny* **137/4,** 515–540.

GÁBRIS, Gy. & NÁDOR A. 2007: Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis. — *Quaternary Science Reviews* **26,** 2758–2782.

GIBBARD, P. L. & LEWIN, J. 2008: River incision and terrace formation in the late Cenozoic of Europe. — *Tectonophysics,* doi:101016/.tecto.2008.11.017

HAAS, J. (ed) 2002: *Magyarország geológiája. Triász.* — ELTE, Eötvös Kiadó, 384 p.

HENNIG, G. J., GRÜN, R., BRUNNACKER, K. & PÉCSI, M. 1983: Th^{230}/U^{234} sowie ESR Alterbestimmungen einiger Travertine in Ungarn. — *Eiszeitalter and Gegenwart* **33,** 7–19.

HORUSITZKY H. 1935: Budapest Duna bal parti részének talajvize és altalajának geológiai vázlata — *Hidrológiai Közlöny* **15,** 1–161.

HORUSITZKY H. 1939: Budapest Duna jobbparti részének hidrogeológiája. — *Hidrológiai Közlöny* **18,** 1–404.

HORUSITZKY H. & WEIN, Gy. 1962: Érckutatási lehetőségek a Budai-hegységben. — *Bányászati Lapok* **73,** 749–753.

JAKUCS L. 1948: A hévforrásos barlangkeletkezés földtani és fizikai tényezői. — *Hidrológiai Közlöny* **28,** 53–58.

JÁMBOR, Á. 1968: A Budapest környéki neogén képződmények ősföldrajzi vizsgálata. — *MÁFI Évi Jel.* ***1967.*** *évről,* 135–142.

JUHÁSZ Á. 1987: *Évmilliók emlékei.* — Gondolat Kiadó, Budapest, 562 p.

KELE S. 2009: Édesvízi mészkövek vizsgálata a Kárpát-medencéből: paleoklimatológiai és szedimentológiai elemzések. — PhD értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, 176 p.

KELE, S., VASELLI, O., SZABÓ, CS. & MINISSALE, A. 2003: Stable isotope geochemistry of Pleistocene travertine from Budakalász (Buda Mts, Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **46/2,** 161–175.

KELE, S., KORPÁS, L., DEMÉNY, A., KOVÁCS-PÁLFFY, P., BAJNÓCZI, B. & MEDZIHRADSZKY, ZS. 2006: Paleoenvironmental evaluation of the Tata Travertine Complex (Hungary), based on stable isotopic and petrographic studies. — *Acta Geologica Hungarica* **49/1,** 1–31.

KELE, S., DEMÉNY, A., SIKLÓSY, Z., NÉMETH, T., MÁRIA, T. & B. KOVÁCS, M. 2008: Chemical and stable isotope compositions of recent hot-water travertines and associated thermal waters, from Egerszalók, Hungary: depositional facies and non-equilibrium fractionations. — *Sedimentary Geology* **211,** 53–72.

KÉZ A. 1933: A budai Várhegy teraszkavicsa. — *Földrajzi Közlemények* **61,** 266–268.

KÉZ A. 1942: Az erózióról és a teraszokról. — *Földrajzi Közlemények* **70,** 1–32.

KORPÁS, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., LANTOS, M., FÖLDVÁRI, M., KORDOS, L., KROLOPP, E., STÜBEN, D. & BERNER, ZS. 2004: Sedimentology, geochemistry, chronology and palaeokarst evolution of Quaternary thermal lacustrine travertine. An integrated case study from Várhegy, Budapest, Hungary. — *Földtani Közlöny* **134/4,** 541–562.

KRETZOI, M. & PÉCSI, M. 1982. Pliocene and Quaternary chronostratigraphy and continental surface development of the Pannonian Basin. — *Quaternary Studies in Hungary,* INQUA Hungarian, National Committee, 11–42.

LÁNG S. 1955: Gerecse peremhegységi részeinek geomorfológiája. — *Földrajzi Értesítő* **4,** 143–157.

LEÉL-ŐSSY S. 1957: A Budai-hegység barlangjai. — *Földrajzi Értesítő* **6,** 157.

LEÉL-ŐSSY SZ. 1995: A budai Rózsadomb és környékének különleges barlangjai. — *Földtani Közlöny* **125/3–4,** 363–432.

LEÉL-ŐSSY SZ. 1997: A József-hegyi-barlang (Budapest) geológiai viszonyai, fejlődéstörténete és a Rózsadomb környéki termálkarsztos barlangok genetikája. — *Kézirat,* Kandidátusi értekezés. 114 p.

LEÉL-ŐSSY, SZ. & SURÁNYI, G. 2003: Peculiar hydrothermal caves in Budapest, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **46/4,** 407–436.

MAGYARI Á. 1995: Késő-eocén hidraulikus breccsásodási jelenségek a Budai-hegység D-i részén. (Late Eocene hydraulic rebrecciation in the Southern Buda Mountains). — *Földtani Közlöny* **124/1,** 89–107.

MCCREA, J. M. 1950: On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. — *Journal of Chemical Physics* **18,** 849–857.

MÜLLER P. 1997: Az újabb neogén. — In: KARÁTSON D.(szerk.): Magyarország Földje. 137–139.

NÁDOR A. 1991: *A Budai-hegység paleokarsztjai.* — *Kézirat,* Egyetemi doktori értekezés, ELTE, Általános és Történeti Földtani Tanszék, 171 p.

NAGYMAROSY, A. & BÁLDI-BEKE, M. 1988: The position of the Paleogene formations of Hungary in the Standard Nannoplankton Zonation. — *Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eotvos Nominatae. Sectio Geologica* **28,** 3–25.

NOSZKY, J. 1935: Adatok a Visegrádi Dunaszoros terraszképződményeinek geológiai ismeretéhez. — *Földtani Intézet Évi Jelentése* **1933–1935,** 1523–1563.

O'NEIL, J. R, CLAYTON, R. N. & MAYEDA, T. K. 1969: Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. — *The Journal of Chem. Physics* **51,** 5547–5558.

PETZ R., SCHEUER GY. & SZENTIRMAI L-NÉ 1987: A Budapest rózsadombi barlangokkal kapcsolatos vízföldtani vizsgálatok eredményei. — *Hidrológiai Tájékoztató,* október. 21–23.

PÉCSI M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. (Formation and geomorphology of the Danube valley in Hungary) — *Földrajzi Monográfiák, III. kötet,* Akadémiai Kiadó, Budapest, 346 p.

PÉCSI M. 1973: A vértesszőlősi ópaleolit ősember telephelyének geomorfológiai helyzete és abszolút kora (Geomorphological position and absolute age of the lower paleolithic site at Vértesszőlős, Hungary). — *Földrajzi Közlemények* **21,** 109–125.

PÉCSI, M., SCHEUER, GY. & SCHWEITZER, F. 1982: Geomorphological position and chronological classification of Hungarian travertines. — *Quaternary Studies in Hungary,* Budapest, 117–133.

RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS. 2007: Tectonic and climatic forcing in Quaternary landscape evolution in the Central Pannonian Basin: a quantitative, geomorphological, geochronological and structural analysis. — *Kézirat,* PhD thesis, Department of Isotope Geochemistry, Vrije Universiteit, Amsterdam 149 p.

RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS, FODOR, L. BADA, G., LEÉL-ŐSSY, SZ., HORVÁTH, E. & DUNAI, T. J. 2005a: Quantification of Quaternary vertical movements in the central Pannonian Basin: A review of chronologic data along the Danube River, Hungary. — *Tectonophysics* **410,** 157–172.

RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., DUNAI, T. J., BADA, G., FODOR, L. & HORVÁTH, E. 2005b: Middle to late Pleistocene uplift rate of the Hungarian Mountain Range at the Danube Bend, (Pannonian Basin) using in situ produced ^{3}He. — *Tectonophysics* **410,** 173–187.

RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS., DUNAI T., FODOR L., BADA G., LEÉL-ŐSSY SZ. & HORVÁTH E., 2005c: A negyedidőszaki függőleges kéregmozgások számszerűsítése a Duna völgyében a korábbi kronológiai adatok és új, kozmogén ^{3}He kitettségi kor mérések alapján. — *Földtani Közlöny* **135/3,** 373–403.

SCHAFARZIK F. & VENDL A. 1929: *Geológiai kirándulások Budapest környékén.* — Budapest, Stádium, 341 p.

SCHEUER, GY. 2004: Quaternary travertinos as paleo-karst waterlevel indicators in the Gerecse and Buda Mountains. — *Excursion guide - Climatic and tectonis controls on travertine formation: the case of the Pannonian Basin – field course – 4–9. July, 2004, Tata and Egerszalók, Hungary,* Excursion guide, 9–10

SCHEUER, GY. & SCHWEITZER, F. 1973: The development of the Hungarian travertine sequence in the Quarternary. — *Földrajzi Közlemények* **21,** 133–141.

SCHEUER, GY. & SCHWEITZER, F. 1974: Új szempontok a Budai-hegységi környéki édesvízi mészkőösszletek képződéséhez. — *Földrajzi Közlemények* **22/2,** 113–134.

SCHEUER, GY. & SCHWEITZER, F. 1984: A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei és képződésüknek geomorfológiai és geokronológiai sajátosságai. — *Kézirat,* MTA, Kandidátusi értekezés tézisei, 35 p.

SCHEUER, GY & SCHWEITZER, F. 1988: A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. — *Földrajzi Tanulmányok* **20,** Akadémiai Kiadó, Budapest, 131 p.

SCHEUER, GY., SZŐŐR, GY., SÜMEGI, P., BALÁZS, É., HERTELENDI, E. & SCHWEITZER, F. 1993: A magyarországi quarter és neogén édesvízi mészkövek termoanalitikai és izotógeokémiai elemzése fácies és rétegtani értékeléssel. — *Hidrológiai Közlöny* **73/5,** 298–306.

SCHRÉTER Z. 1953: A Budai- és Gerecse-hegység peremi édesvizi mészkő előfordulásai. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* ***1949*-ről,** 111–150.

SCHRÉTER Z. 1958: Budapest és környékének geológiája. Negyedkor. — In: *Budapest természeti képe.* Akadémiai Kiadó, Budapest, 111–118.

SCHULTE, L., JULIA, R., BURJACHS, F. & HILGERS, A. 2008: Middle Pleistocene to Holocene geochronology of the River Aguas terrace sequence (Iberian Peninsula): Fluvial response to Mediterranean environmental change. — *Geomorphology* **98,** 13–33.

SCHWARCZ, H. P. 1990: Dating travertine. — In: HERMAN, J. S. & HUBBARD, D. A. JR.: Travertine-Marl: Stream Deposits of Virginia, Virginia Division of Mineral Resources, Publication 101, Charlottesville, Va. (Virginia Division of Mineral Resources), 113–116.

SCHWARCZ, H. P. & LATHAM, A. G. 1990: Absolute age detemination of the travertine from Vértesszőlős. — In: KRETZOI, M. & DOBOSI, V.T. (eds): *Vértesszőlős site, man and culture.* Akadémiai Kiadó, Budapest, 549–552.

SCHWARCZ, H. P. & SKOFLEK, I. 1982: New dates for the Tata, Hungary archaeological site. — *Nature* **295,** 590–591.

SCHWEITZER F. 2002: Édesvízi mészkő előfordulások, mint a geomorfológiai szintek értelmezése. — *Karszt és Barlang* **1998–1999.** (2002.), **I–II.,** 105–108.

SHEN, C.-C., EDWARDS, R. L., CHENG, H., DORALE, J. A., THOMAS, R. B., MORAN, S. B., WEINSTEIN, S. E.& EDMONDS, H. N. 2002: Uranium and thorium isotopic and concentration measurements by magnetic sector inductively coupled plasma mass spectrometry. — *Chemical Geology* **185,** 165–178.

SHEN, C.-C., LIN, H-T., CHU, M-F., YU, E-F., WANG, X., DORALE, J.A. 2006: Measurements of natural uranium concentration and isotopic composition with permil-level precision by inductively coupled plasma-quadrupole mass spectrometry. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **7,** Q09005, doi:10.1029/2006GC001303, 10 p.

SHEN, C.-C., LI, K.-S., SIEH, K., NATAWIDJAJA, D., CHENG, H., WANG, X., EDWARDS, L., LAM, D. D., HSIEH, Y.-T., FAN, T.-Y., MELTZNER, A., J., TAYLOR, F., W., QUINN, T., M., CHIANG, H.-W. & KILBOURNE, H. 2008: Variation of initial $^{230}Th/^{232}Th$ and limits of high precision U-Th dating of shallow-water corals. — *Geochimica et Cosmochmica Acta* **72,** 4201–4223.

SPÖTL, C. & VENNEMANN, T. W. 2003: Continuous-flow isotope ratio mass spectrometric analysis of carbonate minerals. — *Rapid Communications in Mass Spectrometry* **17,** 1004–1006.

SZANYI Gy., BADA G., SURÁNYI G., LEÉL-ŐSSY SZ. & VARGA ZS. 2009: A Budai-hegység pleisztocén kiemelkedéstörténete barlangi lemezes kalcitkiválások uránsoros kormeghatározása alapján. — *Földtani Közlöny* **139/4,** 353–366.

SZÖŐR Gy., BALÁZS É., SÜMEGHY P., SCHEUER Gy., SCHWEITZER F. & HERTELENDI E. 1992: A magyarországi édesvízi mészkövek termoanalitikai és izotópgeokémiai elemzése fáciestani és rétegtani értékeléssel. — In: SZÖŐR Gy. (szerk.): *Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások,* Debrecen, 93–107.

TAKÁCS-BOHNER, K. & KRAUS, S. 1989: The results of research into caves of thermal water origin. — *Karszt és Barlang* **Special Issue,** 31–38.

TARI, G., BÁLDI, T. & BÁLDI-BEKE, M. 1993: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. — *Tectonophysics* **226,** 433–455.

VARGA P. 1985: Mészturbidites betelepülések a budai márgában és a tardi agyagban. — *Őslénytani Viták* **31,** 93–99.

VERES V. 2007: A Rudas fürdő travertínója. — *Kézirat,* Diplomadolgozat, ELTE, Természettudományi Kar, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 116 p.

VERMES J. & SCHEUER Gy. 1969: Újabb édesvízi mészkő előfordulás a Rózsadombon. — *Földrajzi Értesítő* **1,** 149–153.

VITÁLIS Gy. & HEGYI I.-NÉ 1982: Adatok a Budapest térségi édesvízi mészkövek genetikájához. — *Hidrológiai Közlöny* **62/2,** 73–84.

WEIN Gy. 1977: *A Budai-hegység tektonikája.* — MÁFI Alkalmi kiadvány, Budapest, 76 p.

Kézirat beérkezett: 2010. 05. 18.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
141/3, 313–319., Budapest, 2011

Hungarian contribution to the mineralogy and geology of clays

Commemorating the 50th anniversary of the Hungarian Clay Minerals Group founded in 1960

István VICZIÁN
Geological Institute of Hungary, 1143 Budapest, Stefánia út 14., Hungary (viczian@mafi.hu)

Magyar eredmények az agyagásványtan és -földtan terén

Az 1960-ban alapított MFT Agyagásványtani Szakosztály 50. évfordulója alkalmából

Összefoglalás

A cikk a magyar földtudományi agyagkutatás főbb eredményeit foglalja össze témák szerint csoportosítva.

Általános művek. A Magyarhoni Földtani Társulat Agyagásványtani Szakosztályának alapítója, NEMECZ írta az első magyar általános szakkönyvet az agyagásványokról. Tágabb értelemben BÁRDOSSY alapvető műveit a bauxitokról szintén az agyagkutatás körébe sorolhatjuk. A talajok agyagásványaival STEFANOVITS, SZENDREI és NEMECZ, újabban pedig NAGY és KÓNYA könyvei foglalkoztak.

Egyes agyagásványok vizsgálata. A Füzérradványon bányászott híres illites ásványt MAEGDEFRAU és HOFMANN írta le még 1937-ben. Ezt nevezhetjük „a világ második illitjének” (az illinoisi után). Az ásvány további kutatásáról NEMECZ és VARJÚ számolt be. A vastartalmú agyagásványok, mint a szeladonit, glaukonit és a „Fe-dús montmorillonit csoport” kémiai rendszerezését lényegesen előrevitték WEISZBURG és TÓTH E. munkái. ERDÉLYI részletesen tanulmányozott számos szerpentinásványt. Újabban DÓDONY végzett szerkezeti vizsgálatokat szerpentinásványokon (pl. antigorit, poligonális szerpentin).

Agyagásványok meghatározási módszerei. Új, és ma is használható röntgendiffrakciós mennyiségi határozási módszert NÁRAY-SZABÓ vezetett be. A PAULIK testvérpár termikus meghatározó készüléket fejlesztett ki, amelyet „derivatográf”-nak neveztek. Az első termikus határozó atlaszt az agyagásványokra vonatkozólag FÖLDVÁRI-VOGL állította össze. A termikus módszert jelenleg is magas szinten alkalmazza FÖLDVÁRI.

Talajok és üledékek. Magyarország talaj-agyagásvány térképét STEFANOVITS és DOMBÓVÁRI készítették el. BIDLÓ részletesen vizsgálta a vörös agyagokat, amelyek legtöbbször fosszilis talajokból származnak. Bazaltkráterekben fosszilis bentonitos tavi üledékeket ismert fel SOLTI. Ezek anyagát FÖLDVÁRI, Zs. BARNA és mások vizsgálták. A Kárpát-medence főleg riolitos eredetű bentonittelepeit KOVÁCS-PÁLFFY vizsgálja rendszeresen.

Kőzetrétegtani alkalmazások. A magyarországi üledékes formációkat agyagásvány-tartalmuk szempontjából VICZIÁN jellemezte. Jelenleg ezt a kutatási irányt RAUCSIK, VARGA A. és SZAKMÁNY folytatják tovább. VICZIÁN, MÁTYÁS J. és mások a szmektit–illit diagenetikus átalakulást alkalmazták a szénhidrogén-prognózisban. Az igen kisfokú metamorfózis rétegszilikátjainak fő kutatója ÁRKAI, munkatársai TÓTH M., JUDIK és mások. Ő vezette be a klorit „kristályossági” fokot (Árkai-index), munkatársaival vizsgálta az indexásványokat, a kőzetek szövetét stb. Kutatásaikat Magyarország határain túlra, a svájci Alpokra és DK-Európára is kiterjesztették.

A hidrotermális elváltozási öveket a Tokaji-hegységben elsőnek SZÉKYNÉ FUX ismerte fel. Később NEMECZ és VARJÚ, újabban MOLNÁR részletesen vizsgálták az elváltozással létrejött agyagásványokat. A nemesagyag-telepek kutatásával évtizedekig MÁTYÁS E. és ZELENKA foglalkozott, alkalmazhatóságukat és kolloid tulajdonságaikat JUHÁSZ, SZÁNTÓ és tanítványaik vizsgálták. A nehézfémek által okozott környezeti szennyezés modellezését NÉMETH végzi. SZABÓ egyik fő szakértője az agyagos szigetelőréteg kialakításának városi hulladéklerakók körül. Agyagos mellékkőzetben kívánják elhelyezni a nagy intenzitású radioaktív hulladékot a Mecsek hegységben.

Tárgyszavak: agyagásványok, szedimentológia, talajtan, igen kisfokú metamorfózis, környezeti ásványtan

Abstract

The main results of the Hungarian clay research are reviewed in the field of earth sciences in a thematic order.

A *general textbook* on clay minerals was published by the founder of the Clay Minerals Group, Professor NEMECZ. In a broader sense, the important books on bauxites by BÁRDOSSY belong to the field of clay research. Soil clay minerals were discussed in the textbooks of STEFANOVITS, SZENDREI and NEMECZ, and recently by NAGY and KÓNYA.

Specific clay minerals. The famous illite mineral of Füzérradvány — the “second illite in the world” (after the illite of

Illinois) — was described by MAEGDEFRAU & HOFMANN as early as 1937 and later reviewed by NEMECZ & VARJÚ. WEISZBURG and E. TÓTH contributed much to the chemical systematics of celadonite, glauconite and the "Fe-rich montmorillonite" series. Earlier, serpentine minerals were extensively studied by ERDÉLYI and in recent years by DÓDONY (structural analyses of antigorite and polygonal serpentine).

Determinative methods in clay mineralogy. A method of quantitative analysis by X-ray diffraction was introduced by NÁRAY-SZABÓ. A special apparatus for thermal analysis — called the "Derivatograph" —was developed by PAULIK et al. An atlas of thermal analysis was first compiled by FÖLDVÁRI-VOGL. The application of this method was later continued at a higher level by FÖLDVÁRI.

Soils and sediments. STEFANOVITS and DOMBÓVÁRI published a map of clay minerals in Hungarian soils. Red clays, mostly relict fossil soils were studied by BIDLÓ. FEKETE published a book on recent tropical soils. Fossil bentonitic lake sediments of basaltic craters were recognised by SOLTI and analysed by FÖLDVÁRI, ZS. BARNA and others. KOVÁCS-PÁLFFY focused his systematic studies on rhyolite-related bentonite deposits of the Carpathian Basin.

Lithostratigraphic applications. Clay minerals of Hungarian sedimentary formations were systematically characterised by VICZIÁN. Today this line has been continued by RAUCSIK, A. VARGA and SZAKMÁNY. The diagenetic transformation of smectite to illite was widely applied for CH prospecting by VICZIÁN, J. MÁTYÁS and others. Layer silicates of the very lowgrade metamorphic stage have been studied by ÁRKAI and his co-workers M. TÓTH, JUDIK etc. He introduced the parameter "chlorite crystallinity" (Árkai index), studied index minerals, and also applied textural analysis. His studies extended to Hungary, the Swiss Alps, and to South East Europe.

Zones of hydrothermal alteration in the Tokaj Mts were first recognised by SZÉKY-FUX and later intensively studied by NEMECZ and VARJÚ and recently by MOLNÁR. Clay deposits of economic value were studied for several decades by E. MÁTYÁS and ZELENKA, their application and colloidal properties were analysed by JUHÁSZ, SZÁNTÓ and their students. Model experiments of environmental pollution caused by heavy metals were carried out by NÉMETH. Clay liners for communal waste depositories were developed by SZABÓ. Pelitic host rocks for high intensity radioactive waste depositories have been studied in Mecsek Mts.

Keywords: clay mineralogy, sedimentology, soil science, very low-grade metamorphism, environmental mineralogy

Introduction

The Hungarian Clay Minerals Group was founded in 1960. In this review, on the occasion of the 50th anniversary of this Group, the main results of Hungarian clay research in the field of earth sciences are presented. With respect to the references in given here, only a few publications have been selected. The main considerations were that the work is typical for the author or the subject. This historical account follows the example of the review made by VOGL (1982) on the development of the analytical methods during the first 20 years of the Clay Group (1960–1980). A valuable source of data regarding the activity in the early periods can be found in the bibliography compiled by SZENDREI (1979). This bibliography is available in manuscript form and contains nearly 500 items. A similar bibliographic compilation, with brief historical notes, was written by VICZIÁN in 1999. Recently valuable bibliographical and biographical data were collected by SZENDREI (2010) for the purposes of a home page of the Hungarian Geological Society.

Books on Clay Minerals

A general textbook on clay minerals was published by the founder of the Clay Mineral Group, Professor NEMECZ (1981). In a broader sense the important books of BÁRDOSSY (1982, BÁRDOSSY & ALEVA 1990) on bauxites and the bauxite sedimentological studies of MINDSZENTY (1999) belong to the clay research. Soil clay minerals were discussed in the textbooks of STEFANOVITS (1981), SZENDREI (1994) and NEMECZ (2006). FEKETE (1988) published a book on tropical soils. It is not intended here to review the colloid chemistry of clay minerals in detail. Only a few university courses and textbooks on colloids which are closely related to clay minerals are mentioned. Such are the university courses by JUHÁSZ (1995–1996), the book by SZÁNTÓ (1987) and the recently published work by M. NAGY & KÓNYA (2009). JUHÁSZ & OPOCZKY (1982, 1990) have become international-renowned specialists on the mechanochemistry of silicate minerals.

Specific clay minerals

The famous illite mineral of the locality of Füzérradvány, — also called sarospatakite and more recently "Zempleni illite" — can be regarded as the "second illite of the world" because it was described by MAEGDEFRAU & HOFMANN as early as 1937 (after the Illinois illite: see VICZIÁN 2000). Later the mineral was reviewed by NEMECZ & VARJÚ (1970) and was identified as mixed-layer illite/smectite-1M. Hungarian investigations on Füzérradvány illite in many respects preceded the corresponding American studies but whatever, they are in accordance with them (see: VICZIÁN 1996, 1997).

ERDÉLYI et al. (1957a, b) described a high temperature hydrothermal illite-2M variety which he called "hydro-muscovite".

From the Mecsek uranium deposits Cr-bearing mica was identified by KISS (1960) and further specified by SZTRÓKAY & PUSKÁS (GÁL-SÓLYMOS et al. 1994).

TOKODY (1962) described a smectite variety as an alteration product of andesite and he called it "mauritzite". This mineral was later characterized by KÁKAY SZABÓ (1983) and identified as saponite with a high iron content by WEISZBURG et al. (1993).

J. BARNA (1983) described it as a natural — clay-humic substance complex originating from brown coals. It was especially the presumed hydrous varieties in the serpentine group that were extensively studied by ERDÉLYI et al. (1957a, b) and ERDÉLYI & VENIALE (1970).

In a later period PAPP (1993) studied the intergrowth of serpentine minerals and DÓDONY (1997), DÓDONY et al. (2001) published electron microscopic structural analyses of the serpentine varieties antigorite and polygonal serpentine.

The regular mixed-layer mineral “allevardite” (i.e. rectorite) was recognised by NEMECZ et al. (1963) from hydrothermal deposits at Király-hegy in the Tokaj Mts. Another regular mixed-layer clay mineral — corrensite — was first described from Hungary by VICZIÁN (1993),); its occurrence was in the German-type Triassic formations of the Mecsek Mts.

Classification and nomenclature

Immediately before the formation of the Hungarian Clay Group a proposition on classification was submitted jointly by Hungarian specialists for the AIPEA and published by FÖLDVÁRI-VOGL (1958). Already this classification contained the term “couches intercalées” (approximately identical with “interstratified”) and “sárospatakite” was included into this group.

WEISZBURG et al. (2004, 2008) contributed much to the chemical systematics of Fe-bearing members of the mica and smectite groups (e.g. celadonite, glauconite, and with recognition of the “Fe-rich montmorillonite” series).

Determinative methods in clay mineralogy

A so-called “direct” method of quantitative analysis by X-ray diffraction was developed by NÁRAY-SZABÓ & PÉTER (1967). This was improved later by several authors including BÁRDOSSY et al. (1980), RISCHÁK (KOMKOV et al. 1989, SIDORENKO et al. 1992) and SAJÓ (FERET et al. 1997). A special apparatus for thermal analysis — called the “Derivatograph” — was constructed by PAULIK et al.(1986). The apparatus was manufactured in Hungary for several years. An early Atlas of thermal analysis was compiled by FÖLDVÁRI-VOGL (1958).

Later this method was developed to a high standard on the international level by FÖLDVÁRI (1986, 1991). SZÖŐR & BOHÁTKA (1985) combined derivatographic analysis with the mass spectrometry of escaping gases. SZENDREI (2001) applied the analysis of specially prepared thin sections to describe the micro-morphology and genetic processes of soils. The radioactive age of clay substances is determined mainly by the K-Ar method devised by BALOGH (ÁRKAI et al. 1995, 2003), PÉCSKAY et al. (2005, 2006) and their co-workers.

Soils

STEFANOVITS & DOMBÓVÁRINÉ (1985) published a map of clay minerals in Hungarian soils. Typical Hungarian saline soils were studied by SZENDREI (1985). Red clays, which proved to be mostly relicts or redeposited palaeosoils, were studied by BIDLÓ (1980, 1985), FEKETE & STEFANOVITS (1998) and BERÉNYI ÜVEGES et al. (2003). SCHWEITZER & SZÖŐR (1997) correlated mineralogy and the age of red clays. NEMECZ & CSIKÓS-HARTYÁNI (1995) carried out detailed mineralogical analyses on finely-separated grain fractions of soils.

Lacustrine clay sediments, bentonites

Sediments from Lake Balaton were studied by a research team led by CSERNY (2002). Specific fossil lake sediments of the craters of basalt volcanoes were recognised by SOLTI and analysed by ZS. BARNA & FÖLDVÁRI (1996). JUHÁSZ (1989) identified the principal component of the basaltic bentonites as Fe-bearing beidellite. It was mainly rhyolite-related bentonite deposits of the Carpathian Basin that were systematically reviewed by KOVÁCS-PÁLFFY (1998). Fine details of the sedimentation conditions of a bentonite deposit were revealed using sequence stratigraphic and geochemical analysis (PÜSPÖKI et al. 2005, 2008).

Lithostratigraphic applications, diagenesis

The clay minerals of Hungarian sedimentary formations were systematically characterised by VICZIÁN (1995). This type of clay study was combined with geochemical research carried out by VARGA et al. (2007), RAUCSIK & VARGA (2008). The diagenetic transformation of smectite into illite was applied for hydrocarbon exploration by VICZIÁN (HÁMOR-VIDÓ & VICZIÁN 1993, TANÁCS & VICZIÁN 1995), J. MÁTYÁS (HILLIER et al. 1995) and others.

Phyllosilicates in very low grade metamorphic rocks

The very low grade metamorphic stage of transformation has been studied by ÁRKAI et al. (2002). Together with M. TÓTH he improved the “illite crystallinity” (Kübler index) method and introduced the characteristic parameter “chlorite crystallinity” (Árkai index), based on X-ray diffraction (ÁRKAI 1991, ÁRKAI et al. 1996). In addition to potassic white mica paragonite and margarite were also studied (LIVI et al. 2008). The X-ray results were compared with textural analysis using the TEM method.

In cooperation with P. Horváth, Judik etc., his studies extended to the anchimetamorphic formations of the Swiss Alps, also south-eastern territories of Europe (ÁRKAI et al. 1995, JUDIK et al. 2003).

Hydrothermal alteration of volcanic rocks

The classical studies of PÁLFY (1911) and INKEY (1906) found a correlation between propylitic alteration and gold mineralization in andesitic rocks. Propylitization is a large-scale alteration process in which chlorite forms in place of mafic silicates. SZÁDECZKY-KARDOSS (1958, 1960) drew attention to the uptake of volatiles by magma (transvaporisation), the crystallisation of volatile-rich magmas (formation of hypo-magmatic rocks) and alteration due to secondary processes (meta-magmatic rocks) which produce various clay minerals. In the Tokaj Mts, zones of *hydrothermal alteration* were first recognised by SZÉKY-FUX (1970) and later intensively studied by NEMECZ et al. (1963), NEMECZ & VARJÚ (1970). In the Velence Hills a deeper level of hydrothermal alteration was explored by the team of DARIDA-TICHY, FÖLDVÁRI, FARKAS, led by I. HORVÁTH (DARIDÁNÉ TICHY et al. 1984). Recently in both regions this line of research has been continued mainly by MOLNÁR (MOLNÁR et al. 1999, PÉCSKAY et al. 2005).

Economic and environmental geology

A comprehensive inventory of the economic clay deposits of the historical Hungary (i.e. the pre-1920 borders of Hungary) was prepared by KALECSINSZKY (1905). The kaolin, bentonite, illite, zeolite and siliceous earth deposits of the Tokaj Mts and other areas of the country were studied for several decades by E. MÁTYÁS (1966, 1974) and ZELENKA (1994, PÉCSKAY et al. 2005). A comprehensive review was compiled by VÉGHNÉ (1967).

Model experiments of *environmental pollution* by heavy metals were carried out by NÉMETH et al. (2005) and applied to soils by SIPOS (2006–2007). The interaction of high arsenic groundwater with the rock-forming minerals was studied by VARSÁNYI & Ó. KOVÁCS (2005).

Clay liners for communal *waste depositories* were developed by SZABÓ (CZURDA & SZABÓ ed. 1996). Pelitic host rocks and the fault gouge of the granitic host rock for radioactive waste depositories were studied in Mecsek Mts (FÖLDVÁRI 2006, R. VARGA et al. 2005).

Extraterrestrial applications

GUCSIK (GAVIN et al. 2010) has started to develop models for the formation of the recently discovered clay minerals on the planet Mars.

Conclusions

Three main periods can be distinguished in the history of the Hungarian clay mineral research.

In the first period which comprises roughly the 1960–70's, the main interest was focused to the study of hydrothermal alteration in volcanic regions, including the study of specific minerals and economic deposits.

In the second period, approximately in the 1980–90's, investigations concentrated to the study of sedimentary formations, including shales, pelitic rocks and bauxites. Special attention was given to diagenetic processes related to hydrocarbon genesis and very low grade metamorphism.

In the most recent period, on the turn of the 20^{th} and 21^{st} centuries the importance of young sediments such as soils and Quaternary deposits is growing. There is an increasing interest to environmental applications such as lining of radioactive waste depositories and heavy metal pollution. Thermal analysis was applied on high level in the former and in this period. There are instrumental analyses of specific mineral groups like serpentines and iron clay minerals of high international standard.

In general, the research was able to attain a reliable, medium to good level which matched the international standards. In a few fields, however, such as in the study of bauxites, very low grade metamorphism or in some mineralogical studies Hungarian researchers played a pioneering role in the general clay science.

References — Irodalom

ÁRKAI, P. 1991: Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with the illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Paleozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. — *Journal of Metamorphic Geology* **9**, 723–734.

ÁRKAI, P., BALOGH, K. & DUNKL, I. 1995a: Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost Western Carpathians, Hungary. — *Geologische Rundschau* **4**, 334–344.

ÁRKAI, P., SASSI, F. P. & SASSI, R. 1995b: Simultaneous measurements of chlorite and illite crystallinity: a more reliable tool for monitoring low- to very low grade metamorphism in metapelites. A case study from the Southern Alps (NE Italy). — *European Journal of Mineralogy* **7**, 1115–1128.

ÁRKAI, P., MERRIMAN, R. J., ROBERTS, B., PEACOR, D. R. & TÓTH, M. 1996: Crystallinity, crystallite size and lattice strain of illite-muscovite and chlorite: comparison of XRD and TEM data for diagenetic to epizonal pelites. — *European Journal of Mineralogy* **8/5**, 1119–1137.

ÁRKAI, P., SASSI, F. P. & DESMONS, J. 2002: Towards a unified nomenclature in metamorphic petrology: 4. Very low- to low grade metamorphic rocks. — A proposal on behalf of the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Provisional recommendations, web version of 31.10.2002. (http://www.bgs.ac.uk/SCMR), 1–12.

ÁRKAI, P., FARYAD, S. W., VIDAL, O. & BALOGH, K. 2003: Very low-grade metamorphism of sedimentary rocks of the Meliata unit, Western Carpathians, Slovakia: implications of phyllosilicate characteristics. — *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **92**, 68–85.

BÁRDOSSY, GY. 1982: *Karst bauxites. Bauxite deposits on carbonate rocks.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 441 p.

BÁRDOSSY, GY. & ALEVA, G. J. J. 1990: *Lateritic bauxites.* — 624 p., Elsevier, Amsterdam etc.

BÁRDOSSY, GY., BOTTYÁN, L., GADÓ, P., GRIGER, Á. & SASVÁRI, J. (1980): Automated quantitative phase analysis of bauxites. — *American Mineralogist* **65,** 135–141.

BARNA, J. 1983: Humic substances-clay complexes in Hungarian coals. — Fuel **62,** 380–388.

BARNA, ZS. & FÖLDVÁRI, M. 1996: Bazaltbentonitok termoanalitikai vizsgálata (Thermoanalytical examinations of basaltic bentonites). — In: SOLTI G. (szerk.): Olajpala, alginit, bazaltbentonit kutatása és hasznosítása, 1987–1993 (Prospecting and utilisation of oil shale, alginite, basalt bentonite). 77–80. Alginit Alapítvány, Budapest.

BERÉNYI ÜVEGES, J., HORVÁTH, Z., MICHÉLI, E., MINDSZENTY, A. & NÉMETH, T. 2003: Reconstructing Quaternary pedogenesis in a paleosol sequence in Hungary. — *Quaternary International* **106–107,** 61–71.

BIDLÓ, G. 1980: Mineralogical investigation of degraded kaolinites from Dunántúl (Transdanubian) area. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **24,** Supplementum 111–114. (Proc. 10th Kaolin Symp., Budapest, 1979).

BIDLÓ, G. 1985: Mineralogical investigation of Middle Pliocene and Pliocene–Pleistocene transitional clays. — *5th Meeting of the European Clay Groups, Prague, 1983,* 111–115.

CSERNY T. 2002: A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei (Results of the investigations on Quaternary sediments of Lake Balaton). — *Földtani Közlöny* **132/különszám** (special issue), 193–213.

CZURDA, K. & SZABÓ, I. (ed.) 1996: Das Multibarrierensystem in der Deponiebautechnik. Hulladékelhelyezés többszörös védelmi rendszere. — MBS tanfolyam jegyzet (MBS lecture notes), Budapest, 1996. Schr. Angew. Geol. Karlsruhe **44.**

DARIDÁNÉ TICHY M., HORVÁTH I., FARKAS L. & FÖLDVÁRI M. 1984: Az andezitmagmatizmushoz kapcsolódó kőzetelváltozások a Velencei-hegység keleti részén (Rock alteration related to andesite magmatism on eastern part of Velence Mts.). — *MÁFI Évi Jelentés (Annual Report of the Geological Institute of Hungary)* **1982**-*ről*, 271–288.

DÓDONY, I. 1997: Structure of the 30-sectored polygonal serpentine. A model based on TEM and SAED studies. — *Phys. Chem. Minerals* **24,** 39–49.

DÓDONY, I., PÓSFAI, M. & BUSECK, P. R. 2001: Revised structure models for antigorite: A HRTEM study. — *American Mineralogist* **87,** 1443–1457.

ERDÉLYI, J. & VENIALE, F. 1970: Idro-crisotilo: un nuovo minerale del gruppo del serpentino. — *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* **26,** 403–404.

ERDÉLYI, J., KOBLENCZ, V., TOLNAY, V. 1957a: Einige neue Mineralvorkommen aus der Erzschürfung von Nagybörzsöny (Deutschpilsen). — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **10,** 3–13.

ERDÉLYI, J., KOBLENCZ, V. & VARGA, N. S. 1957b: Neuere strukturelle Regeln der Hydroglimmer. Hydroantigorit, ein neues Serpentinmineral und metakolloidaler Brucit vom Csódi-Berg bei Dunabogdány (Ungarn). — *Acta Geologica Hungarica* **6,** 95–106.

FEKETE J. 1988: *Trópusi talajok* (Tropical soils). — Akadémiai Kiadó, Budapest.

FEKETE, J. & STEFANOVITS, P. 1998: Comparative study of the mineral composition of red clays in Hungary. — *Agrokémia és Talajtan (Agrochemistry and Soil Science)* **47,** 1–4, 23–28.

FERET, F., AUTHIER-MARTIN, M., SAJO, I. 1997: Quantitative phase analysis of Bidi-Koum bauxites (Guinea). — *Clays and Clay Minerals* **45/3,** 418–427.

FÖLDVÁRI M. 1986: A földtani kutatásban alkalmazott termoanalitikai módszerek (Thermo-analytical methods applied in geological research). — *MÁFI Módszertani Közlemények (Methodological Contributions, Geol. Inst. of Hung.)* **9/1,** 1–70.

FÖLDVÁRI, M. 1991: Measurement of different water species in minerals by means of thermal derivatography. — In: SMYKATZ-KLOSS, W. & WARNE, S. St. J. (eds): *Thermal Analysis in the Geosciences.* pp. 84–100. Lecture Notes in Earth Sciences vol. **38,** Springer, Berlin etc.

FÖLDVÁRI M. 2006: Termoanalízis alkalmazása radioaktív hulladéklerakók földtani kutatása során (Application of thermal analysis for the geological investigation of the disposal of radioactive waste). — *Acta GGM Debrecina, Geology, Geomorphology, Physical Geography Ser.* **1,** 25–32.

FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1958: *A differenciális termikus elemzés szerepe az ásványtanban és a földtani nyersanyagkutatásban (Differential thermal analysis applied in mineralogy and geological prospecting).* — Műszaki Könyvkiadó, Budapest. 90 p.

GÁL-SÓLYMOS, K., PUSKÁS, Z., KUBOVICS, I. & VINCZE, J. 1994: Electron microprobe study of the mineral paragenesis in the Mecsek U-ore deposit. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **35,** Suppl., 13–31.

GAVIN, P., CHEVRIER, V., NINAGAWA, K., GUCSIK, A. & HASEGAWA, S. 2010: Experimental investigation into the effects of meteoritic impacts on the spectral properties of phyllosilicates on Mars (abstract). — *41st Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, U.S.A., 2010.* Abstract No. 1890.

HÁMOR-VIDÓ, M. & VICZIÁN, I. 1993: Vitrinite reflectance and smectite content of mixed-layer illite/smectites in Neogene sequences of the Pannonian Basin, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **36/2,** 197–209.

HILLIER, S., MÁTYÁS, J., MATTER, A. & VASSEUR, G. 1995: Illite/smectite diagenesis and its variable correlation with vitrinite reflectance in the Pannonian Basin. — *Clays and Clay Minerals* **43/2,** 174–183.

INKEY, B. 1906: De la relation entre l'état propylitique des roches andesitiques et leurs filons minéraux. — *C. R. Congr. Géol. Internat., Xème session, Mexico, 1906,* **1,** 501–517.

JUDIK, K., NÉMETH, T., TIBLJAŠ, D., HORVÁTH, P. & ÁRKAI, P. 2003: Corrensite in metabasalts and metagabbros from Mt. Medvednica, Croatia. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **44,** 1–8.

JUHÁSZ A. Z. & OPOCZKY L. 1982: *Szilikátok mechanikai aktiválása finomőrléssel.* — Szilikátkémiai Monográfiák XI. Akadémiai Kiadó, Budapest. 244 p.

JUHÁSZ, A. Z. & OPOCZKY, L. 1990: *Mechanical activation of minerals by grinding: puverizing and morphology of particles.* — Ellis Horwood, Chichester, England. 234 p.

JUHÁSZ A. Z. 1995–96: *Általános és szilikátkémiai kolloidika* (General and silicate colloid chemistry). **1** (1995), 200 p. **2** (1996), 165 p., **3** (1996), 200 p. — Egyetemi jegyzet (university course), Veszprémi Egyetem, Veszprém.

JUHÁSZ Z. 1989: A várkeszői bentonittípus technológiai tulajdonságai (The technological properties of the bentonite type of Várkesző). — *Földtani Kutatás* **32/4,** 65–70.

KÁKAY SZABÓ O. 1983: A mauritzit újravizsgálata (Re-examination of mauritzite). — *Földtani Közlöny* **113/4,** 333–356.

KALECSINSZKY S. 1905: A magyar korona országainak megvizsgált agyagai (Clays examined in the lands of the Hungarian Crown). — A M. Kir. Földtani Intézet kiadványa (Published by the Hung. Royal Geol. Inst.), Budapest. 218 p., 1 térképmelléklet.

KISS J. 1960: Az urán–króm–vanadium eloszlása és az epigén krómcsillám szerepe a mecseki permi összletben (Die Verteilung von U – Cr – V und die Rolle des epigenetischen Chromglimmers im Permkomplex des Mecsekgebirges). — *Földtani Közlöny* **90/1,** 73–82.

KOMKOV, A. I., DYAKONOV, YU, S., MISCHENKO, K. S., RAYNOV, N., CECHLAROVA, I., RISCHÁK, G., UNGER, H. & HERING, A. 1989: Application of quantitative X-ray diffraction phase analysis in the geological survey. I. A methodological guide. — *Scientific Commission of Analytical Methods, Scientific Commission of Methods of Mineralogical Research, VIMS, Moskva* (in Russian).

KOVÁCS-PÁLFFY P. 1998: Harmadidőszaki bentonit típusú ásványi nyersanyagtelepek ásványtani, geokémiai és genetikai összehasonlító vizsgálata (Comparative mineralogical, geochemical and genetic study of Tertiary bentonite-type deposits). — *Ph. D. értekezés* összefoglaló tézisei (Ph. D. Thesis). Kossuth Lajos Tudományegyetem, Debrecen.

LIVI, K. J. T., CHRISTIDIS, G. E., ÁRKAI, P. & VEBLEN, D. R. 2008: White mica domain formation: A model for paragonite, margarite, and muscovite formation during prograde metamorphism. — *American Mineralogist* **93/4,** 520–527.

M. NAGY, N. & KÓNYA, J. 2009: Interfacial chemistry of rocks and soils. — *Surfactant Science Series,* **148,** CRC Press, Boca Raton, FL, U.S.A. 244 p.

MAEGDEFRAU, E. & HOFMANN, U. 1937: Glimmerartige Mineralien als Tonsubstanzen. — *Zeitschrift für Kristallographie* **98/1,** 31–59.

MÁTYÁS E. 1966: A rátkai felsőszarmata édesvízi medence földtani és teleptani viszonyai (General and economic geological relations of the Rátka Upper Sarmatian limnic basin). — *Földtani Közlöny* **96/1,** 27–42.

MÁTYÁS, E. 1974: Volcanic and postvolcanic processes in the Tokaj Mountains on the basis of geological data of raw material prospecting. — *Acta Geologica Hungarica* **18/3–4,** 421–455.

MINDSZENTY A. 1999: Bauxitszedimentológia. A karsztbauxitok, a geodinamika és a klíma kapcsolatának elemzése mediterrán példákon (Bauxite sedimentology. Analysis of the relationship between karst bauxites, geodinamics and climate on Mediterranean examples). — *Akadémiai doktori értekezés* (D. Sc. Thesis), Budapest. 1–171.

MOLNÁR, F., LEXA, J. & HEDENQUIST, J. W. 1999: Epithermal mineralization of the Western Carpathians. — Guidebook Prepared for the Society of Economic Geologists Field Conference, 4–7 September 1999, Society of Economic Geologists Guidebook Series **31**.

NÁRAY-SZABÓ, I. & PÉTER, É. 1967: Die quantitative Phasenanalyse in der Tonmineralforschung. — *Acta Geologica Hungarica* **11/4,** 347–356.

NEMECZ, E. 1981: *Clay minerals.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 547 p.

NEMECZ E. 2006: Ásványok átalakulási folyamatai talajokban (Transformation processes of minerals in soils). — Akadémiai Kiadó, Budapest. 324 p.

NEMECZ, E. & CSIKÓS-HARTYÁNI, ZS. 1995: Processes in soils and paleosoils. — *GeoJournal* **36/2–3,** 139–142.

NEMECZ, E., VARJU, GY. & BARNA, J. 1963: *Allevardite from Királyhegy, Tokaj Mountains, Hungary. — Proc. Intern. Clay Conf. Stockholm* **2,** 51–67. Pergamon Press, Oxford etc.

NEMECZ, E. & VARJU, GY. 1970: Sárospatakit (Hidrotermális illit-montmorillonit) kémiai és szerkezeti sajátságai (Chemical and structural investigation of Sárospatakites, Illite/montmorillonite). — *Földtani Közlöny* **100/1,** 11–22. (in Hungarian)

NÉMETH, T., MOHAI, I. & TÓTH, M. 2005: Adsorption of copper and zinc ions on various montmorillonites: an XRD study. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **46,** 29–36.

PÁLFY M. 1911: Az Erdélyrészi Érchegység bányáinak földtani viszonyai és érctelérei (Die geologischen Verhältnisse und die Erzlagerstätten des siebenbürgischen Erzgebirges). — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve (Annals of the Royal Geological Institute of Hungary)* **18/4,** 205–464.

PAPP, G. 1993: Oriented intergrowth of crysotile with lizardite and antigorite. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte* **1993/1,** 1–9.

PAULIK, J., PAULIK, F. & ARNOLD, M. 1986: Derivatograph-c. A microcomputer automated equipment for simultaneous TG, DTG, DTA, EGA and TD. — *Thermochimica Acta* **107,** 375–378.

PÉCSKAY, Z., MOLNÁR, F., ITAYA, T., ZELENKA, T. 2005: Geology and geochronology of illite from the clay deposit at Füzérradvány, Tokaj Mts., Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **46,** 1–7.

PÉCSKAY Z., LEXA J., SZAKÁCS A., SEGHEDI I., BALOGH K., KONECNY V., ZELENKA T., KOVÁCS M., PÓKA T., FÜLÖP A., MÁRTON E., PANAIOTU C. & CVETKOVIC V. 2006: Geochronology of Neogene Magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. — *Geologica Carpathica* **57/6,** 511–530.

PÜSPÖKI, Z., KOZÁK, M., KOVÁCS-PÁLFFY, P., FÖLDVÁRI, M., MCINTOSH, R. W. & VINCZE, L. 2005: Eustatic and tectonic/volcanic control in sedimentary bentonite formation – a case study of Miocene bentonite deposits from the Pannonian Basin. — *Clays and Clay Minerals* **53/1,** 71–91.

PÜSPÖKI, Z., KOZÁK, M., KOVÁCS-PÁLFFY, P., SZEPESI, J., MCINTOSH, R., KÓNYA, P., VINCZE, L. & GYULA, G. 2008: Geochemical records of a bentonitic acid-tuff succession related to a transgressive systems tract – indication of changes in the volcanic sedimentation rate. — *Clays and Clay Minerals* **56/1,** 23–38.

R. VARGA, A., SZAKMÁNY, GY., RAUCSIK, B. & MÁTHÉ, Z. 2005: Chemical composition, provenance and early diagenetic processes of playa lake deposits from the Boda Siltstone Formation (Upper Permian), SW Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **48/1,** 49–68.

RAUCSIK B. & VARGA A. 2008: Az alsó-toarci feketepala Réka-völgyi szelvényének ásványtani jellemzése (Óbányai Aleurolit Formáció, Mecsek hegység): őséghajlattani következtetések (Mineralogy of the Lower Toarcian black shale section from the Réka Valley (Óbánya Siltstone Formation, Mecsek Mountains, Hungary): implications for palaeoclimate). — *Földtani Közlöny* **138/2,** 133–146.

SCHWEITZER, F. & SZÖŐR, GY. 1997: Geomorphological and stratigraphic significance of Pliocene red clay in Hungary. — *Zeitschrift für Geomorphologie N. F. Suppl.-Bd.* **110,** 95–105.

SIDORENKO, G. A., VOLKOV, M. A., DYAKONOV, YU, S., MISCHENKO, K. S., RAYNOV, N., CECHLAROVA, I., RISCHÁK, G., MELKA, K., KORECKY, J., UNGER, H. & HERING, A. 1992: Application of quantitative X-ray diffraction phase analysis in the geological survey. II. 1–28. A methodological guide. —Scientific Comission of Methods of Mineralogical Research, VIMS, Moskva (in Russian).

SIPOS, P. 2006–2007: Mobilization conditions of lead in forest soils from the Cserhát Mts., NE Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **47,** 53–59.

STEFANOVITS P. 1981: *Talajtan (Soil science).* — 2. átdolg. kiadás. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest.

STEFANOVITS P. & DOMBÓVÁRI L-NÉ (K.) 1985: A talajok agyagásvány-társulásainak térképe (The map of clay mineral associations in the soils of Hungary). — *Agrokémia és Talajtan* **34/3–4,** 317–330.

SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1958: On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water. — *Acta Geologica Hungarica* **5,** 197–233.

SZÁDECZKY-KARDOSS, E., PANTÓ, G. & SZÉKY-FUX, V. 1960: A preliminary proposition for developing a uniform nomenclature of igneous rocks. — *International Geological Congress, Report of the 21st Session Norden, 1960, Part* **13,** 287–292.

SZÁNTÓ F. 1987: *A kolloidkémia alapjai (Basic colloid chemistry).* — Gondolat, Budapest. 337 p.

SZÉKYNÉ FUX V. 1970: *Telkibánya ércesedése és kárpáti kapcsolatai (The Telkibánya mineralisation and its Carpathian relations).* — Akadémiai Kiadó, Budapest. 266 p.

SZENDREI G. 1979: A magyar agyagásványtani szakirodalom jegyzéke, 1900–1978 (Bibliography of Hungarian clay mineralogy, 1900–1978). — *Kézirat (Manuscript),* Budapest.

SZENDREI, G. 1985: The stability and distribution of clay minerals in Hungarian salt affected soils. — *5th Meeting of the European Clay Groups, Prague, 1983.* 471–476. Charles University, Prague.

SZENDREI G. 1994: Talajásványtan (Soil mineralogy). — *MÁFI Módszertani Közlemények (Methodological Contributions, Geol. Inst. of Hung.)* **1994/1,** 1–217.

SZENDREI G. 2001: *A hazai talajtípusok mikromorfológiája (Micromorphology of soil types in Hungary).* — A szerző kiadása (Edition of the author), Budapest. 163 p.

SZENDREI G. (compiled by) 2010: A Szakosztály tisztségviselői által publikált monográfiák, könyvek (Monographs, books published by the officers of the Clay Group). — *Kézirat (Manuscript),* Budapest.

SZÖŐR, GY. & BOHÁTKA, S. 1985: Derivatograph-Qms system in geochemical research. — *Thermochimica Acta* **92,** 395–398.

TANÁCS, J. & VICZIÁN, I. 1995: Mixed-layer illite/smectites and clay sedimentation in the Neogene of the Pannonian Basin, Hungary. — *Geologica Carpathica, ser. Clays* **4/1,** 3–22.

TOKODY, L. 1962: Mauritzit ein selbständiges Mineral. — *Annales hist.-nat. Musei Nationalis Hung., Pars Min. Pal.* **54,** 27–30.

VARGA, A., SZAKMÁNY, GY., ÁRGYELÁN, T., JÓZSA, S., RAUCSIK B.& MÁTHÉ Z. 2007: Complex examination of the Upper Paleozoic siliciclastic rocks from southern Transdanubia, SW Hungary – mineralogical, petrographic, and geochemical study. — In: ARRIBAS, J., CRITELLI, S.& JOHNSSON, M. J. (eds): Sedimentary Provenance and Petrogenesis. *Geological Society of America, Special Paper* **420,** 221–240.

VARSÁNYI, I. & Ó. KOVÁCS, L. 2005: The role of groundwater flow in controlling the arsenic concentration in the southern part of the Great Hungarian Plain. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **46,** 47–52.

VÉGH S-NÉ 1967: *Nemércek földtana (Geology of non-metallic mineral deposits).* — Tankönyvkiadó, Budapest. 283 p.

VICZIÁN, I. 1993: Clay mineralogy of Middle Triassic evaporitic and carbonate rocks, Mecsek Mts. (southern Hungary). — *11th Conference on Clay Mineralogy and Petrology, Č. Budějovice, 1990,* 135–144. Univerzita Karlova, Praha.

VICZIÁN, I. 1995: Clay minerals in Mesozoic and Paleogene sedimentary rocks of Hungary. — *Romanian Journal of Mineralogy* **77,** 35–44.

VICZIÁN, I. 1996: A füzérradványi illit vizsgálatának újabb eredményei (New results in the study of the Füzérradvány illite). — *Földtani Közlöny* **126/2–3,** 263–266.

VICZIÁN, I. 1997: Hungarian investigations on the "Zempleni" illite. — *Clays and Clay Minerals* **45/1,** 114–115.

VICZIÁN, I. 1999: Brief historical notes: The Hungarian Clay Mineral Group. — *EGCA Newsletter* **3,** 1999, 22–23.

VICZIÁN, I. 2000: History of mineralogical investigations of the Füzérradvány „illite", near Sárospatak, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **43/4,** 493–500.

VOGL M. 1982: Az agyagásványok vizsgálati módszereinek hazai fejlődése az elmúlt 20 év alatt (Advance of the analytical methods in clay mineralogy during the last 20 years in Hungary). — *Földtani Közlöny* **112/1,** 31–39.

WEISZBURG, T., BADA, G., DÓDONY, I., JÁNOSI, M., LOVAS, GY., NAGY-BALOGH, J., CZAKÓ-NAGY, I., NAGY, S. & PAPP, G. 1993: A „mauritzit", Erdőbénye nevezetes szaponit-változata („Mauritzite", a special saponite variety from Erdőbénye, NE Hungary). — *Topographia Mineralogica Hungariae* **1,** 57–67. Herman Ottó Múzeum, Miskolc.

WEISZBURG, T. G., TÓTH, E. & BERAN, A. 2004: Celadonite, the 10-Ågreen clay mineral of the manganese carbonate ore, Úrkút, Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **45/1,** 65–80.

WEISZBURG, T. G., TÓTH, E., POP, D. & CORA, I. 2008: Iron dominated dioctahedral TOT clay minerals: from nomenclature to formation processes (abstract). — *MECC'08, Zakopane, 2008, Abstracts. Mineralogia, Spec. Papers* **33,** 31.

ZELENKA, T. 1994: Genetic relationship of the Hungarian clay deposits (Kaolin-bentonite). — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **25,** 97–101.

Kézirat beérkezett: 2010. 09. 10.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
140/3, 321–322., Budapest, 2011

Hírek, ismertetések

Összeállította: PALOTÁS Klára

Új nemzetközi folyóirat!

Earth System Science Data (ESSD) néven új nemzetközi folyóirat indult a Copernicus Publications kiadásában. A folyóirat szabad hozzáférésű, a kiadó többi folyóiratához hasonlóan a bírálati szakasz is nyilvános. A folyóirat elsődleges célja az egyébként nehezen publikálható, de önmagában is értékes adatbázisok közlése. A megjelentetett cikkek az adatok értelmezését nem tartalmazzák, csak az adatok keletkezésének, hátterének pontos leírását. A folyóirat azt az űrt hivatott betölteni, hogy a legtöbb folyóirat nem kívánja leközölni a nagyszámú adatot tartalmazó adatbázisokat és a hozzájuk tartozó pontos leírást (helyszín, mintavétel, elemzési módszer stb.). Mivel azonban az adatok a publikálás után nyilvánossá válnak, érdemes már megjelent vagy elfogadott folyóiratcikkek háttéranyagaként kezelni.

A folyóiratról bővebb információ itt található:

http://www.earth-system-science-data.net/

Ízelítőül a legújabb cikkek listája:

http://www.earth-syst-sci-data.net/recent_papers.html

Az esetleges további kérdésekre választ DEMÉNY Attila, a folyóirat szerkesztőbizottsági tagja ad (demeny@geochem.hu).

Személyi hírek

Az MTA Földtudományok Osztálya 2011. június 21-én új tisztségviselőket választott. Az új osztályelnök *VÖRÖS Attila*, az MTA rendes tagja, osztályelnök-helyettes *BOZÓ László*, az MTA levelező tagja lett.

***

A Miskolci Egyetem ünnepi szenátusi ülésén 2011. június 18-án *NÉMEDI VARGA Zoltán* emeritusz professzort, a hazai kőszénföldtan legjelesebb képviselőjét az egyetem díszdoktorává választották, az egyetem egykori hallgatóját, *HÁMOR Tamás* geológus-jogászt, a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal főosztályvezetőjét pedig címzetes egyetemi docenssé nevezték ki.

PhD védés

HALÁSZ Amadé (Pécsi Tudományegyetem Földtudományok Doktori Iskola): A Bodai Aleurolit Formáció ciklussztratigráfiai vizsgálata (védés: 2011. május 5.)

Témavezetők: KONRÁD Gyula, BUDAI Tamás

Gyászhírek

Mély fájdalommal tudatjuk mindazokkal, akik ismerték és szerették, hogy MANGENÉ dr. RAJETZKY Mária 2011. január 30-án elhunyt.

Szomorúan tudatjuk, hogy SZOMSZÉD Elemérné tagtársunk tragikus hirtelenséggel elhunyt.

Mély fájdalommal tudatjuk, hogy BÖRÖCZKY Tamás 2011. március 22-én elhunyt.

Szomorúan tudatjuk, hogy dr. KŐHÁTI Attiláné született MÁRFÖLDI Éva életének 78. évében, 2011. április 11-én elhunyt.

FENESI Ferenc a MÁFI Laboratóriumi Osztályának munkatársa, 2011. június 14-én 64 éves korában elhunyt. Kiváló kolléga távozott, emlékét megőrizzük.

Könyvismertetés

DILL, H. G. 2010: The chessboard classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium

Earth-Science Reviews, vol. 100/1–4. 420 p.

Egy adatokban roppant gazdag kötet jelent meg a Föld ásványtelepeiről. A bemutatás újszerűsége, hogy gyakorlatilag minden ismert teleptípust besorol egy x–y tengelyeken ásványtani (kémiai) / földtani (magmás-üledékes litológiai) adatokkal jellemzett sakktáblaszerű rendszerbe. Ez bármilyen részinformációt ismerve gyors keresést tesz lehetővé. További információkat a teleptípusra, az uralkodó és járulékos ásványokra, a genetikai modellre, a földtani környezetre az egyes teleptani típusokat részletező szövegben találunk.

A bemutatás végighalad a periódusos rendszer összes kémiai elemén, sőt külön kitér a legfontosabb ásványcsoportokra, melyek komoly gazdasági jelentőséggel rendelkeznek (pl. földpátok, zeolitok, sillimanit-csoport ásványai, agyagásványok). A kötet használatát gazdag illusztrációs anyag, a további ismeretek megszerzését pedig bőséges irodalomjegyzék segíti.

A kötet elektronikus úton is hozzáférhető:

www.sciencedirect.com

SZAKÁLL Sándor

KOCSIS Károly: Magyarország térképekben

Az MTA Földrajztudományi Kutatóintézet regionális atlaszsorozatának keretén belül megjelent „Magyarország térképekben" (csakúgy, mint angol nyelvű változata, a 2009 végén napvilágot látott „Hungary in Maps") a maga nemében egyedülálló kiadvány, hiszen egyesíti a Magyarországról eddig megjelent országismertető könyvek és atlaszok erényeit. A gazdagon illusztrált műben 38 földrajzos, földtanos, geofizikus, meteorológus, botanikus, zoológus, talajtanos, energetikus, közgazdász és más tudományterületek képviselői nem csupán napjaink Magyarországáról, a világban elfoglalt helyünkről nyújtanak átfogó képet, hanem a magyar állam történeti fejlődéséről és általában a természeti-társadalmi környezetünk múltbeli alakulásáról is.

Az ország magyar nyelvű „névkártyájának" is tekinthető atlasz olyan időszerű, társadalmunk egészét foglalkoztató témákat mutat be 200 térkép, ábra és 57 táblázat segítségével, mint az állami és etnikai terület stabilitása és változásai; a természeti veszélyek, földrengések elleni védekezés; az árvízvédelem és a vízgazdálkodás; kiemelkedő nemzeti kincsünk, a különféle talajfajták megóvása és termőképessége; a természetvédelem; a hazai és a nemzetközi környezeti konfliktusok; a népességcsökkenés és az elöregedés; a

munkanélküliség; a növekvő bevándorlás; a cigányság és a határainkon túli magyarok, valamint a hazai kisebbségek kérdése, a népesség politikai, választói magatartása; az egyes tájak tehetségeket kibocsátó és megtartó képessége; az urbanizáció trendjei; a piacgazdaságra való átállás gazdasági és társadalmi problémái, a privatizáció, a külföldi tőke beáramlása és a magyar tőkeexport, az energiaellátás és a villamosenergia-termelés kihívásai; a szolgáltatási ágazatokban megfigyelhető növekvő területi koncentráció; a turizmus nemzetközi versenyképessége és vonzótényezői.

Az átfogó, naprakész adatokat szolgáltató mű gyakorlati használhatósága mellett nemcsak a kormányzati munkát segíti, hanem a hon- és nemzetismeretnek, a modern köz- és felsőoktatásnak is jó szolgálatot tesz. Az elvégzett kutatások kiváló előtanulmányul szolgálnak a Magyarország nemzeti atlasza tervezett új, immár harmadik, ezúttal is az MTA Földrajztudományi Kutatóintézet által irányítandó kiadásához.

KLINGHAMMER István